

岩石礦物礦床學

第二十四卷 第一號

(昭和十五年七月一日)

研 究 報 文

- 義州礦山産ステルラー沸石の
脱水による光學方位の變化 理學士 待 場 勇
- 矢越礦山の礦物及び岩石の研究 (II) 理學博士 神 津 俣 祐
角閃石の化學性質 理學博士 河 野 義 禮
- 福岡市附近の變成岩の岩石學的研究 (I) 理學博士 自在丸 新十郎

會 報

滿洲大會日程詳報

抄 錄

- 礦物學及結晶學 加里-曹達長石の葉片構造について 外 5 件
- 岩石學及火山學 シンガポールの花崗岩類の成因 外 11 件
- 金屬礦床學 カナダ楕狀地に於ける金礦床と火成岩との關係について
外 3 件
- 石油礦床學 北米灣岸油田 (地形) 外 2 件
- 窯業原料礦物 アラスカ岩と其殘溜高陵土 外 1 件
- 石 炭 滿洲の含炭層に就て 外 2 件
- 參 考 科 學 斷層の生成に關するブラクチック論的條件 (2)

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Shinroku Watanabé, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Zyunpei Harada, *R. H.*

Fujio Homma, *R. H.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Kinjiro Nakawo.

Seijirô Noda, *R. S.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Yejirô Sagawa, *R. S.*

Isudzu Sugimoto, *K. S.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Korehiko Takéuchi, *K. H.*

Hidezô Tanakadaté, *R. S.*

Iwawo Tateiwa, *R. S.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Manjirô Watanabé, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,

Iwao Katô,

Isamu Matiba,

Osatoshi Nakano,

Yûtarô Nebashi,

Kei-iti Ohmori,

Kunikatsu Seto,

Rensaku Suzuki,

Jun-ichi Takahashi,

Katsutoshi Takané,

Tunehiko Takéuti,

Manjirô Watanabé,

Shinroku Watanabé,

Kenzô Yagi,

Tsugio Yagi.

岩石礦物礦床學

第二十四卷 第壹號

昭和十五年七月一日

研究報文

義州礦山産ステルラー沸石の脱水による光學方位の變化

理學士 待 場 勇

緒 言

義州礦山産ステルラー沸石 (stellerite) に就ての礦物學的研究は既に當教室に於ては神津教授の御指導により種々の方面から研究された¹⁾。筆者は先に神津教授と共に同沸石の脱水現象に關する部分を擔當したのであつたが、最近に至つて同沸石の脱水現象と光學性との關係に就いて實驗を行つて見たので、こゝには脱水による光學方位の變化について、その實驗の結果を報告しようと思ふ。沸石類の連續的な脱水によつて生成された變質沸石類が、その光學性に於ても連續的に變化するのであらうとは考へられることであつて、この種の研究は古くから行はれ。特に輝沸石 (heulandite) に就いては多くの人々²⁾に依つて論ぜられた。ステルラー沸石の

1) 神津俣祐, 渡邊新六, 大森啓一: 岩礦, 第 17 卷, 第 6 號, 273~280 頁, 昭 12.

神津俣祐, 高根勝利: 岩礦, 第 18 卷, 第 1 號, 1~10 頁, 昭 12.

神津俣祐, 瀬戸國勝, 河野義禮: 岩礦, 第 18 卷, 第 2 號, 51~58 頁, 昭 12.

神津俣祐, 待場 勇: 岩礦, 第 18 卷, 第 2 號, 58~62 頁, 昭 12.

渡邊新六: 岩礦, 第 18 卷, 第 2 號, 81~82 頁, 昭 12.

2) Rinne, F.: Fortschr. d. Mineral. **3**, 159~183, 1913.

Slawson, C. B.: Am. Mineral. **10**, 305~331, 1925.

柴田秀賢: 博物學雜誌, 第 35 卷, 第 67 號, 昭 14.

加熱脱水曲線は筆者等の前の報告に圖示し、又本報告にもその一部を圖示したが、これは一つの連續曲線と考へられ、折點の如きものは見られない。それ故に脱水した變質ステルラー沸石の光學性も亦連續的に變化するであらうと考へたのであつたが、實驗によると或る溫度までは連續的に變化するが、その溫度に至ると必ずしも連續的とは云へない様な光學的變化を行ふ事が知られた。實驗に際して沸石類を脱水せしめるのには色々な方法が考へられるが筆者は沸石を大氣壓中で加熱し脱水せしめ、更に試料を冷却した後直ちに生バルサム中に封じ込んで顯微鏡下で觀察した。それ故に筆者の觀察した光學性は、若し溫度變化のみによる光學性の變化が小さいものとする、加熱した溫度に於ける光學性と考へることが出来る。

本研究に當つて終始御懇切な御指導にあづかり又拙稿の御校閲の勞を賜つた神津教授に對し深く感謝の意を表する。

實 驗 方 法

ステルラー沸石を徑數耗の大きさの粒とし、その一定量を燃燒ボートに入れ電氣爐中に入れて加熱し脱水せしめる。冷却後秤量して加熱減量を求める。前報告の實驗では試料を粉末として實驗したのであつたが、此度の場合には前の場合に比して相當の大きさを持つた粒であるが加熱減量は前の場合と殆んど一致してゐる。加熱によつて脱水した變質沸石の試料は濕氣を吸はない内に直ちに適當な大きさの粉に碎いて生バルサム中に封じ込み普通の薄片の様にする。加熱された試料の外観は白色不透明で(010)に平行に薄く剥げ易くなつてゐる。上述の様にして作つた薄片で見ると變質ステルラー沸石は無色透明である。この沸石は元々(010)に平行な劈開が著しく發達するため、破碎片のうち板狀をなすものは殆んど總べて(010)に平行である。(100)に平行な劈開はあるにはあるが不完全であるため、破碎片の内この方向に平行に板狀となつたものは一般に殆んど見られないが楔形をなして幾分この方向に近いと思はれるものは存在する。(001)に平行な板狀の破碎片は殆んど見られないと云つてよい。顯

微鏡下の觀察では主として (010) に平行な破碎片に就て行ひ、(100) に近いと思はれる破碎片を参考とした。觀察した光學性は光學彈性軸の變化と光軸角の大きさの變化とである。光軸角の測定には經緯鏡臺を使用した。同一の加熱試料に就いても光學的な値は相當の變化區域を持つてゐる。一枚の薄片に於ても各破碎片によつて異なり、又一つの破碎片に於いても内部と外部とは異なるといふ様に光學的には可成り不均質である。この内同一の破碎片の内不均質があるときは生パルサムに封じ込んで置けば次第に均質となることがある。次に記載する光學性は多くの觀察の平均である。

實 驗 の 結 果

神津教授、渡邊博士及び大森學士によると¹⁾本沸石は斜方晶系に屬し、結晶軸と光學彈性軸との關係は $a=Z$, $b=Y$, $c=X$ であり、屈折率は $\alpha=1.486$, $\beta=1.492$, $\gamma=1.495$ であつて、光學性は負、光軸角は $2V=38^\circ$ 或

第 壹 表

加熱溫度	加熱減量	結 晶 軸 a, b, c; と 光 學 彈性軸 X, Y, Z との關係			光軸面	光軸角 2V'	光學性 符 號
20°	a=Z	b=Y	c=X	//(010)	39°	負
100	1.85%	a=Z	b=Y	c=X	//(010)	38	負
150	5.85	a=Z	b=Y	c=X	//(010)	22	負
170	7.20	a=Z	b=Y	c=X	//(010)	16	負
200	9.80	a=Z	b=Y	c=X	//(010)	6	負
230	10.14	a=Y	b=Z	c=X	//(100)	10	負
250	12.66	a=Y	b=Z	c=X	//(100)	40	負
280	13.14	a=Y	b=Z	c=X	//(100)	60	負
300	13.78	a=Y	b=Z	c=X	//(100)	84	正
330	14.47	a=Y	b=Z	c=X	//(100)	54	正
350	14.63	a, b=X		c=Z	正
380	15.41	a, b=X		c=Z	正
400	15.60	a, b=X		c=Z	正
430	16.21	a, b=X		c=Z	正
450	16.77	a, b=X		c=Z	正
500	17.20	a, b=X		c=Z	正
600	17.90	殆んど光學的に等方體			

1) 神津叔祐, 渡邊新六, 大森啓一: 岩礦, 第17卷, 第6號, 273~280頁, 昭12.

ひは 39° である。

脱水した變質ステルラー沸石はすべて顯微鏡下で觀察すると元の沸石の (010), (100) 及び (001) に平行な劈開面に對して常に直消光を示す。第壹表は各溫度に於ける變質ステルラー沸石の光學性を表示したものである。

常溫から 200° 迄のものゝ結晶軸と光學彈性軸との關係は $a=Z$, $b=Y$, $c=X$ であつて、光軸面は (010) に平行で、光軸の銳角二等分線は X で、從つて光學性は負であり、光軸角は脱水の進むに從つて小となり、 $200^\circ \sim 230^\circ$ の間で 0° に近迫し光軸面が (010) から (100) になるものと考へられる。

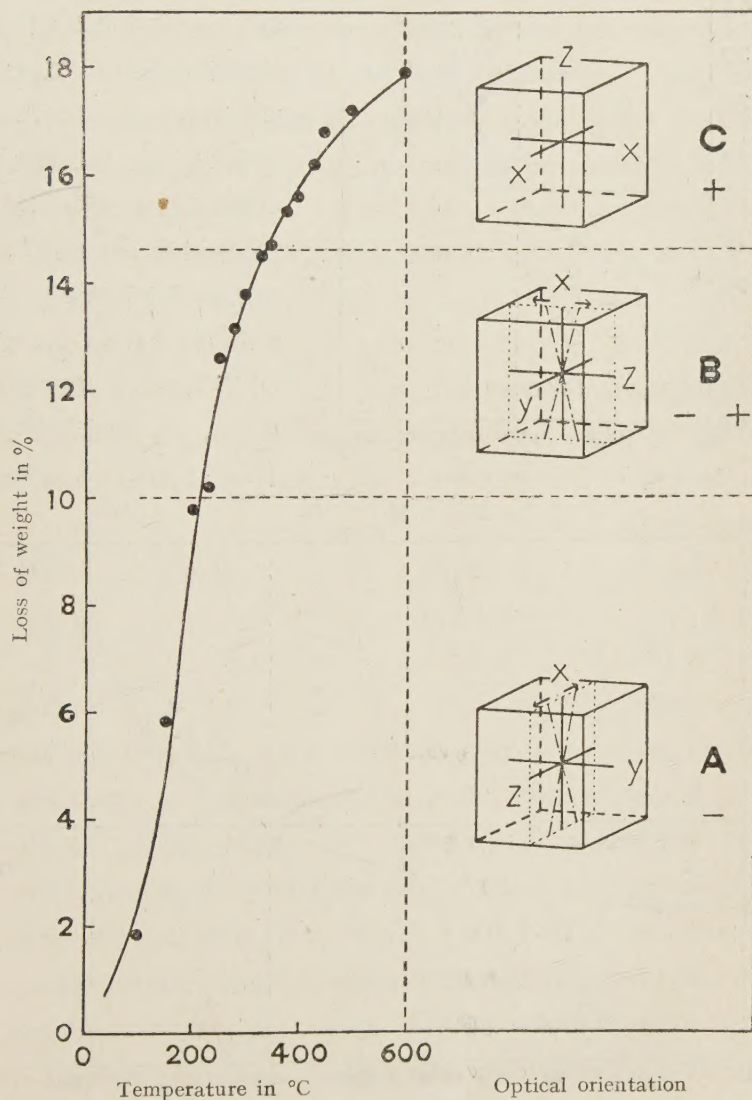
230° より 330° までのものでは結晶軸と光學彈性軸との關係は $a=Y$, $b=Z$, $c=X$ であり、光軸面は (100) に平行である。光軸角は 230° より 300° 近くまでは銳角二等分線は X であつて、脱水の進むに從つて 0° 近くから漸次増加し 300° 近くに於て 90° に達するものと如くである。即ちこの溫度範圍のものは光學性は負である 300° 及び 330° では Z が銳角二等分線となり、從つて光學性は正となり、脱水の進むに從つて光軸角は次第に小となり $330^\circ \sim 350^\circ$ の間で 0° に達するものと考へられる。

350° 以上の溫度のものは光學的には一軸性正號のものとなり、元のステルラー沸石の結晶軸との關係は c が光軸と一致する。又結晶學的にも 350° のものはそれ以下のものに比して (100) に平行な劈開が比較的良好に發達する様に思はれる。以上の脱水現象と光學方位との關係を圖示したのが第壹圖で、圖の左側は加熱による脱水曲線を又右側は光學方位の變化を示したもので $+$ 及び $-$ の符號は光學性符號である。A は常溫から 200°C 附近までのものを又 C は約 350°C 以上約 600°C に至るものを示したものである。第壹表及び第壹圖 C に於ては二軸性のものと比較するため屈折率の小さい方向を X で、又大きい方向を Z で示した。

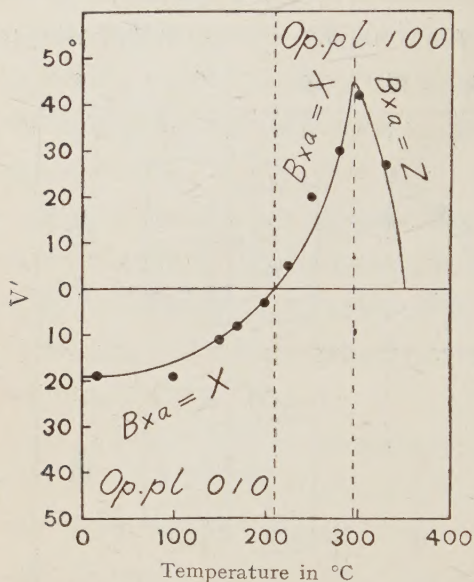
溫度に對する光軸角の變化の關係を示したのが第貳圖で、加熱減量と光

軸角との關係を示したのが第參圖である。こゝに V' としたのは二分の一光軸角であつて經緯鏡臺の硝子半球の屈折率 $n=1.515$ のもので測定し

第 壹 圖



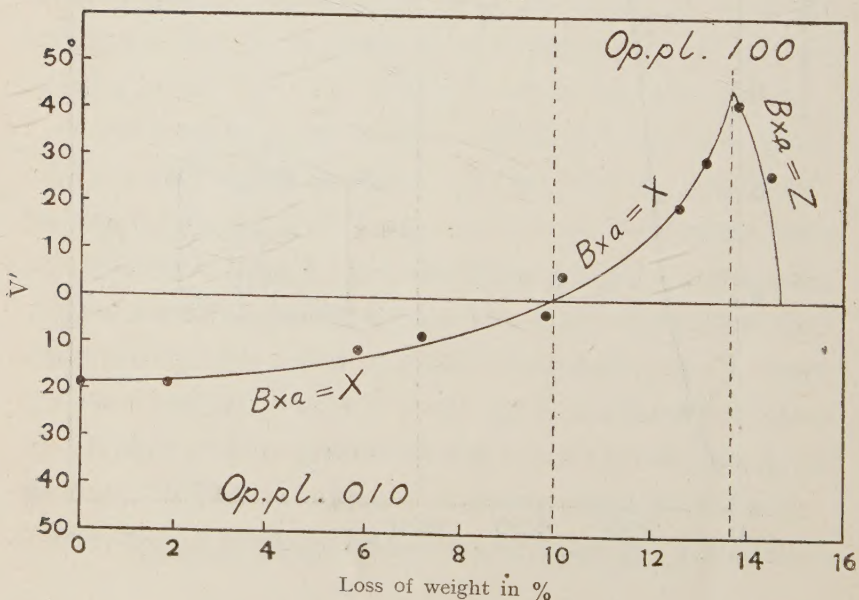
第 貳 圖



た場合の値である。

200 $^{\circ}\text{C}$ と 230 $^{\circ}\text{C}$ の間で光軸面の變化はあるが常溫から 330 $^{\circ}\text{C}$ までは光軸角は連續的に變化し、二軸性であるが、350 $^{\circ}\text{C}$ 以上では一軸性となる。但し光軸角の曲線は約 210 $^{\circ}\text{C}$ に於て 0 $^{\circ}$ を通過し約 295 $^{\circ}\text{C}$ に於て最大値を通過するは第貳圖の様である。330 $^{\circ}$ 迄の光軸角の變化の様子から見ると、330 $^{\circ}$ 以上 350 $^{\circ}$ 以下のある溫度で光軸角が

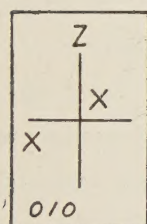
第 參 圖



330° よりも更に小となり、遂ひに 0° となり兩光軸が Z に一致した一軸性礦物の存在が考へられる。斯くの如く考へるとこのものゝ光軸は元のステルラー沸石の b 軸と一致する事となる。350° 以上のものゝ變質ステルラー沸石は同様に一軸性であるが光軸が元のステルラー沸石の c 軸に一致してゐて上に考へた様な一軸性礦物とは異つてゐる。即ち 330° と 350° との間の温度で二軸性から一軸性となり、更に光軸の異つた他の一軸性礦物に變るものと考へ、これを一つの光學的の不連續と見做すことも出来る様に思はれる。

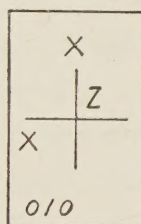
上記の變化は比較的簡単に、實驗的に觀察される。それには 350° で一度脱水したものを顯微鏡下で水に浸し、水和せしめるのである。先づ顯微

第 四 圖



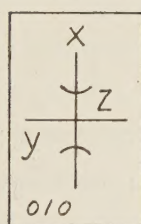
A

Z // Op. axis



B

Z // Op. axis



C

鏡下に (010) に平行に板状となつた破碎片を見出すと第四圖 A の様な光學的方向が見られる。350° 以上に加熱したものは一軸性となるから

コノスコープにすると一軸性正號の光軸を含む面に平行な薄片の干涉像が見られる。このものをオルソスコープにして對角の位置に置き石膏檢板を挿入して干涉色が見える様にしておく。次にこの破碎片に水を注ぐと破碎片の周圍から内部に向つて干涉色が段々に變化し遂ひに第四圖 C の様な光學的方向が見られる。時々コノスコープとなして干涉像を見ると、最初は一軸性の光軸に平行な薄片の干涉像が見られたのであつたが次第に見えなくなり、一軸性の光軸に垂直な薄片の干涉像と殆んど同様な像が見られるが、これが果して一軸性のものゝ干涉像であるか或ひは光軸角

の非常に小さい二軸性のものゝ干涉像であるかは決定すること困難である。第四圖 B は上の場合に於いて一軸性の光軸に垂直な薄片の干涉像が見えたものとしてその光學方位の變化を圖示したものである。更に時間が経過すると兩光軸に分れ、次第にその距離が大きくなつて行くのが見られる。

350° 以上で脱水されたものは脱水の度が進むにつれて複屈折が次第に小となり、600° にて脱水したものは殆んど等方性である。

今回の實驗では光學方位の變化のみであつて屈折率についての精しい測定は行はなかつたが一般に多くの沸石類に於て見られる様に變質ステルラー沸石は脱水の進むに従つて屈折率は小となり、350°C 以上の一軸性變質沸石は著しく小であるが 600°C に於ける殆んど光學的に等方體であるものゝ屈折率は又高くなつてゐる様である。斯様に屈折率の變化は興味ある事であるがこれに就いては後の機會にゆづる事としたい。

更に變質ステルラー沸石を保存中筆者の経験した事實を一言附け加へたい。筆者は種々の溫度で脱水した變質ステルラー沸石の試料を硝子瓶に入れコルク栓をなし、臘で密封して保存したのであつたが一ヶ月後に出して觀察すると 200°C 附近までの溫度で脱水したものは常溫のものと殆んど變りなく、屈折率も殆んど同じか、或ひはかへつて大であつた。又 200°C 以上 330° までの溫度で脱水したものは前に述べた 350°C 以上で得られる一軸性の變質ステルラー沸石に變化してゐたのである。生バルザム中に封入して作つた薄片は變化せずにそのまゝであつた。此等の變化を起す條件は非常に微妙なものと思はれるが、これについては將來の研究に俟ちたいと思ふ。

結 語

沸石類の脱水曲線の内には輝沸石の場合の様に連續曲線の中に折點を

持つたものがあり¹⁾、又曹達沸石等の場合の様に脱水曲線中に不連続があり¹⁾又それに伴つて光學的性質にも不連続のあるものがある。ステルラー沸石の場合は上述の如く脱水曲線は一つの連続曲線と考へざるを得ないが、 330° 乃至 350° 間に於ける光學的變化は現在のところ一つの不連続として考へたいのである。即ち二軸性から b を光軸とする一軸性のものに漸次に變り、これが突然 c を光軸とする一軸性のものに變ると考へたいのである。或ひはこの變化は解釋上の問題で實際には b を光軸とする一軸性變質沸石は存在しないのかも知れない。この變化の起る點は加熱減量から見れば 14.5 % 位の所であり、 H_2O mol の數で云へば $5\frac{1}{2} H_2O$ mol を失つた所であるから、この變質ステルラー沸石は $1\frac{1}{2} H_2O$ mol を持つものである。Hey は水の含量の變化がなくても光學的轉移は可能であらうと云つてゐるが²⁾、ステルラー沸石の場合に於いて二つの一軸性變質沸石が若し存在するものとなれば光學的見地から見れば或ひはこの場合に相當するのかも知れない。

要するにステルラー沸石の場合に於ては加熱による脱水によつて連続的な成分の變化が起り、これらのものは光學的には三つの區域に分けられる。即ち常溫から $330^{\circ}C$ 乃至 $350^{\circ}C$ 附近までは二軸性變質ステルラー沸石で $330^{\circ}C$ 乃至 $350^{\circ}C$ 以上では、即ち $1\frac{1}{2} H_2O$ mol を持つたものから $600^{\circ}C$ 附近に至るまでは一軸性正號の變質ステルラー沸石で、 $600^{\circ}C$ 附近以上のものは光學的に等方體である。

1) Kozu, S. and Masuda, M. : Sci. Rept. Tohoku. Imp. Univ., Ser. III, Vol. III, No. 1, 1926.

2) Cavinato, A. : Min. Abst. 4—320.

3) Hey, M. H. : Min. Mag. 22, 427, 1930.

矢越礦山の礦物及び岩石の研究 (II)

角 閃 石 の 化 學 性 質

理學博士 神 津 倣 祐

理學博士 河 野 義 禮

緒 言

本文に記する角閃石は本誌前號¹⁾に矢越礦山産として形態、光學性質及び連晶關係を記述したものと同一礦物である。既述の如く本角閃石は單晶として母岩たるペグマタイト様岩石より容易に摘出し得るのみならず、化學分析に適する好試料をも精撰するを得たので、次の如き分析を行つたのである。

化學分析の結果は後章述ぶるが如く、バーケビカイト質角閃石 (barkevikitic hornblende) であることが明かとなつた。この種角閃石の化學分析は本邦に於ては未だ發表されたものがないが、光學的及び其他の性質からは諸所に産するものとして既に記載され、最も古くは小藤先生が其産出を屢々余等々に示唆されたものである。

分 析 資 料

既に渡邊教授²⁾が記載せる如く、又筆者等³⁾の詳述せる如く、本產地角閃石は主として褐色種であるが、又部分的に綠色種を雜へ、且つ透輝石其他の礦物を包裹するから、其主成分である褐色角閃石のみの純質部を精撰することは相當困難である。然し幸にも渡邊新六博士の採集品中に長さ 2 cm 幅 1 cm の良結晶を得たので、これを劈開面に沿ひ破碎し、劈開片中光澤ある良片⁴⁾のみを肉眼にて撰び、更にこれを細片とし、兩接眼顯微鏡を

1) 神津倣祐及び渡邊新六、岩礦、第 23 卷、第 6 號、總頁 253~262、昭 15 年。

2) 渡邊萬次郎、岩礦、第 21 卷、第 1 號、第 6 總頁、昭 14。

3) 神津倣祐及び渡邊新六、岩礦、第 23 卷、第 6 號、總頁 257~260、昭 15。

4) 輝石は角閃石に比し光澤が鈍い。

用ゐて輝石及び綠色部の除去に努め 2 週日の長時間を以て僅かに 1.2 瓦の分析試料を精撰するを得た。

比 重

化學分析に先だち兩接眼顯微鏡を用ひて精撰した細粒の良試料につきピクノメーター法に依り比重を測定した。三回測定した平均値は

$$G = 3.336 \text{ (4°C)}$$

である。

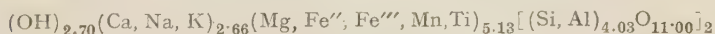
化 學 成 分

比重を測定せる後これを更に細粉となし化學分析を行つた、分析の結果は第壹表の如くである。分子比及び原子比をも算出して同表に並記した。

第 壹 表

	Wt. %	Mol. Prop.	Atomic ratio	Atomic ratio when O=2200	Atomic ratio when (O+OH)=2400
SiO ₂	40.40	674	Si 674	646	628
Al ₂ O ₃	8.64	84	Al 168	161	157
Fe ₂ O ₃	5.81	36	Fe''' 72	69	67
FeO	18.16	252	Fe'' 252	242	235
MgO	7.14	179	Mg 179	172	167
CaO	10.90	195	Ca 195	187	182
Na ₂ O	1.78	29	Na 58	56	54
K ₂ O	1.12	12	K 24	23	22
H ₂ O+	2.53	141	OH 282	270	263
H ₂ O-	0.56	...	Ti 29	28	27
TiO	2.32	29	Mn 2	2	2
MnO	0.16	2	O 2294	2200	2137
Total	99.52				

化學式 角閃石の化學式に關し諸説のある事は曩きに朝鮮産角閃石¹⁾の場合に述べた。この場合先づ Machatschki²⁾ の普通角閃石の式に依つて化學式を作つて見よう。即ち O=2200 とした場合には



1) 河野義禮, 岩石礦物礦床學, 第 12 卷, p. 38~40, 昭 9.

2) Machatschki, Geologiska Förenigens, Bd. 94. p. 455. 1932.

の如くなる。大體に於て Machatschki の式に一致するが、(OH) が 2.00 とならず 2.70 となり 0.7 だけ多い。それで朝鮮鷹道洞産及び Lucow 産玄武角閃石の場合の如く、(O, OH, F)=2400 として化學式を算出して見ると

$(\text{OH})_{2.00}(\text{Ca, Na, K})_{2.58}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{4.98}[(\text{Si, Al})_{3.93}(\text{O, OH})_{11.00}]_2$
となり (Si, Al) が 4.00 より僅かに少いが、其の外のものは略一致する。

次に既に發表した毛無山球顆岩中の角閃石、鷹道洞及び Lucow 産角閃石の化學式につき O=2200 とせる場合と (O, OH)=2400 とせる場合とを比較の爲め並記して見ると次の如くである。

I O=2200 の場合

矢越礦山.....

$(\text{OH})_{2.70}(\text{Ca, Na, K})_{2.66}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{5.13}[(\text{Si, Al})_{4.00}\text{O}_{11.00}]_2$

毛無山¹⁾.....

$(\text{OH})_{2.72}(\text{Ca, Na, K})_{2.36}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{5.13}[(\text{Si, Al})_{4.00}\text{O}_{11.00}]_2$

鷹道洞.....

$(\text{OH, F})_{1.09}(\text{Ca, Na, K})_{2.73}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{4.94}[(\text{Si, Al})_{3.86}\text{O}_{11.00}]_2$

Lucow.....

$(\text{OH, F})_{0.95}(\text{Ca, Na, K})_{2.93}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{4.49}[(\text{Si, Al})_{3.99}\text{O}_{11.00}]_2$

II (O, OH, F)=2400 の場合

矢越礦山.....

$(\text{OH})_{2.00}(\text{Ca, Na, K})_{2.58}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{4.98}[(\text{Si, Al})_{3.93}(\text{O, OH})_{11.00}]_2$

毛無山.....

$(\text{OH})_{2.00}(\text{Ca, Na, K})_{2.29}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti, Al})_{5.15}[(\text{Si, Al})_{4.00}(\text{O, OH})_{11.00}]_2$

鷹道洞.....

$(\text{OH, F, O})_{2.00}(\text{Ca, Na, K})_{2.8}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti})_{5.1}[(\text{Si, Al})_{4.00}\text{O}_{11.00}]_2$

Lucow.....

$(\text{OH, F, O})_{2.00}(\text{Ca, Na, K})_{3.1}(\text{Mg, Fe'', Fe''', Mn, Ti, Al})_{5.0}[(\text{Si, Al})_{4.00}\text{O}_{11.00}]_2$

O=2200 とすると矢越礦山と毛無山の角閃石は (OH) が 2.00 より多く、鷹道洞と Lucow の角閃石は 2.00 より少い。これに反し (O, OH, F)=2400 とすると何れも略満足なる結果が得られる。然しながら (O, OH, F)=2400 とする場合に於て鷹道洞と Lucow とは (OH, F)=2.00 の不

1) 河野義禮, 岩石礦物礦床學, 第 23 卷, p. 152. 昭 14.

足量を O が補充するに反し、矢越と毛無山のは O の不足を (OH) が補充するのである。前者の場合は普通であるが、(OH) が $O=22.00$ の不足を補充する場合は記載されてなく、Berman 及び Larsen¹⁾ は (OH, F) は 2.00 を越へる事はないであらうと述べてゐる。角閃石の分子比で (OH) が 2.00 を超過するものがあり得るか否かと言ふ事は今後に残された問題であらうが、角閃石の多くの分析表を見ても H_2O+ の 2.0% を超ゆるものが往々見られる (重量 % にて 2% を超ゆれば多くの場合化學式で (OH) は 2.00 を越へる)。尙これに關聯して興味あると思はれるのは單斜輝石の化學式であつて、Machatschki²⁾ の $X.Y (Si, Al)_2(O, OH, F)_6$ 及び Warren and Biscoe³⁾ の $X_m Y_{2-m} (Si, Al)_2(O, OH, F)_6$ の如く (OH, F) が $O=600$ の一部を置換し得る事を認めてゐる事である。

諸種角閃石の化學成分との比較

角閃石族の化學成分は造岩礦物の中でも最も複雑なるものであつて、輝石族の比でなく、從つてその名稱も多い。例へば輝石族に於てはその主成分が SiO_2 , CaO , MgO , FeO 及び Na_2O に限られてゐるが、角閃石族ではこの外に Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 及び H_2O+ も多量に含有せられ、何れも主成分を構成するので、これ等相互の關係は複雑を極めてゐる。

前に記した化學式より本角閃石は Machatschki の普通角閃石型を満足するものなる事は明かとなつたが、これをもつて本角閃石が普通角閃石に屬すると言ふ事ではない。例へば前に記した様に玄武角閃石でも本式を満足するからである。故にこれ等は化學構造上同型に屬するとは言ひ得る。從つて角閃石族の更に細い種類を知るには、化學式内の置換し得る元素間の相互の比が重要であるが、現在の所未だこれ等の元素の比により直ちに角閃石族を區別する迄に過去の分析結果が整理せられてゐない。よ

1) H. Berman and E. S. Larsen, Am. Min. **16** p. 141. 1931.

2) F. Machatschki, Zeits. Krist. Bd. **71**, p. 229, 1929.

3) B. E. Warren and J. Biscoe, Zeits. Krist. Bd. **80**, p. 401. 1931.

つて本角閃石が化學的に如何なる名稱で區別すべきかを吟味するには各種角閃石の重量成分の標準型を決定し、これと本角閃石の重量成分とを比較するより方法がない。Kunitz¹⁾ は約 60 個の角閃石の光學性質と化學成分とより角閃石族間の固溶體の關係の研究を行ひ、角閃石族の分類を行つてゐる。筆者等は各種角閃石成分の標準型決定にあたり、この Kunitz の蒐録した成分を主とし、更に他の文獻により得られた成分をも合はせ、各種角閃石成分値の限界 (limits) と標準値 (central figure) とを求めた。而して本角閃石とこの標準値とを比較して本角閃石がその中の何れに最も近似し、且つ如何なる特性を有するかを検して見た。

各種角閃石成分の限界と標準値とを表したものは第貳表及び第參表で、結晶片岩中に出る種類を除く普通角閃石、玄武角閃石、バーケビカイト、ヘスチングサイト、アルフェドソナイト、カタホライト、リーベカイト、グロコフエンの 7 種である。

普通角閃石との比較 先づ本角閃石の成分を普通角閃石と比較して見ると、CaO、Na₂O 及び K₂O は略之に等しいが、SiO₂ 及び Al₂O₃ は稍々少く、TiO₂ は稍々多い、更に FeO と Fe₂O₃ が著しく多く、MgO の著しく少い事が目立つ。従つて本角閃石は普通角閃石と異なると言ふべきである。

玄武角閃石との比較 玄武角閃石の標準値と普通角閃石の標準値とを比較して最も著しい差は玄武角閃石の方が Fe₂O₃ と TiO₂ に富み FeO と SiO₂ が少いことである。本角閃石を玄武角閃石に比すると FeO の著しく多いこと、MgO の著しく少いことで明かに區別さるべきである。

バーケビカイトとの比較 バーケビカイトと比較すると SiO₂、Fe₂O₃、FeO、MgO、CaO 及び K₂O 等は良く近似してゐる。只 Al₂O₃ 及び Na₂O が僅かに少く、H₂O₊ 及び TiO₂ が僅かに多いに過ぎない。即ち本角閃石

1) W. Kunitz, Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. Pal. B. B. **60**, A. pp. 171~250. 1930.

第 貳 表

	矢越礦山 角 閃 石	普 通 角 閃 石 (Common hornblende)		玄 武 角 閃 石 (Basaltic hornblende)		バ ー ケ ビ カ イ ト (Barkevikite)		ヘ ス チ ン グ サ イ ト (Hastingsite)	
		限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値
SiO ₂	40.40	42.05~49.29	43.0	39.35~42.05	40.0	36.12~42.46	40.0	37.33~41.53	40.0
Al ₂ O ₃	8.64	5.88~13.20	11.0	12.34~13.69	13.0	11.02~12.46	11.5	10.22~12.78	11.3
Fe ₂ O ₃	5.81	2.03~6.86	3.5	6.37~11.86	8.0	6.18~11.47	6.5	4.72~9.53	8.0
FeO	18.16	5.07~15.02	11.0	4.87~8.02	6.0	10.43~19.93	18.0	20.61~21.65	21.0
MgO	7.14	9.82~20.16	13.0	9.78~14.36	12.5	1.11~9.09	6.0	1.48~6.32	3.0
CaO	10.90	11.08~13.20	11.5	12.07~12.67	12.3	10.24~12.01	10.5	9.08~10.06	9.5
Na ₂ O	1.78	0.82~1.98	1.5	2.03~2.79	2.5	2.58~6.08	3.0	3.24~3.78	3.5
K ₂ O	1.12	0.20~1.23	1.0	0.87~1.48	1.0	0.72~1.44	1.0	0.97~1.89	1.2
H ₂ O ⁺	2.53	1.21~2.05	1.5	0.45~0.82	0.7	1.02~1.45	1.2	0.81~2.03	1.8
H ₂ O ⁻	0.56
TiO ₂	2.32	0.20~1.62	1.0	1.80~4.73	4.0	0.22~4.82	...	0.73~1.43	1.2
MnO	0.16	0.28~1.32	...	0.48~1.36	0.5
Total	99.52

第 參 表

	矢越礦山 角 閃 石	ア ル フ ェ ッ ソ ナ イ ト (Arvedsonite)		カ タ ホ ラ イ ト (Kataphorite)		リ ー ベ カ イ ト (Riebeckite)		グ ロ コ フ ェ ー ン (Glaucofane)	
		限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値	限 界 値	標 準 値
SiO ₂	40.40	47.58~49.36	48.0	46.87~48.87	48.0	48.15~49.46	48.5	55.47~57.73	57.0
Al ₂ O ₃	8.64	1.41~3.06	2.5	3.52~7.97	4.0	1.05~1.82	1.5	10.83~12.39	11.5
Fe ₂ O ₃	5.81	8.24~17.76	10.0	5.52~8.57	7.0	15.78~16.42	16.0	1.16~2.92	2.0
FeO	18.16	16.92~25.52	18.5	8.57~15.82	12.0	21.03~21.46	21.3	5.41~13.73	9.0
MgO	7.14	0.30~5.92	3.0	5.41~13.22	9.0	0.62~0.77	0.7	7.36~13.02	10.0
CaO	10.90	0.89~3.52	2.0	4.05~7.69	5.0	0.39~.....	0.4	0.38~1.24	0.7
Na ₂ O	1.78	6.38~7.88	7.3	4.46~6.52	5.0	6.32~8.19	7.0	6.45~6.98	6.7
K ₂ O	1.12	0.89~1.53	1.2	1.03~1.75	1.5	0.60~1.72	1.0	0.60~0.82	0.7
H ₂ O ⁺	2.53	1.67~2.07	1.8	1.59~1.87	1.7	1.15~2.02	1.7	1.93~2.27	2.0
H ₂ O ⁻	0.56
TiO ₂	2.32	1.03~2.24	1.5	1.03~2.76	1.7	1.66~.....	1.7
MnO	0.16	0.43~1.43	1.0	1.18~1.52	1.3	0.53~1.23	1.0
Total	99.52

は Na_2O の僅かに少いバーケビカイトと稱してよいものである。

本邦に於ては未だバーケビカイトの化學分析の行はれたものはないが、外國産のバーケビカイトの數種を第四表で比較した。

長に見る如く、バーケビカイトの CaO は Brevik のものを除き何れも

第 四 表

	矢越礦山	Brevik	Brevik	Barke- vik	Fuerte Ventura	Skutter- sunds- kjär	S. Vincente	Stavar- nsjö
SiO_2	40.40	46.57	42.27	42.46	36.12	40.88	37.86	41.12
Al_2O_3	8.64	3.41	6.31	11.45	12.46	11.04	12.06	11.02
Fe_2O_3	5.81	6.62	6.18	9.60	7.56	11.47	6.54
FeO	18.16	24.38	21.72	19.93	10.43	17.41	16.23	17.73
MgO	7.14	5.88	3.62	1.11	9.09	5.92	4.03	6.14
CaO	10.90	5.91	9.68	10.24	12.01	10.46	11.43	10.42
Na_2O	1.78	7.79	3.14	6.08	2.58	3.75	2.98	3.65
K_2O	1.12	2.96	2.65	1.44	1.41	0.78	0.72	0.94
H_2O^+	2.53	0.48	1.02	1.1	1.23	1.45
H_2O^-	0.56
TiO_2	2.32	2.02	1.01	4.82	0.22	1.25	0.45
MnO	0.16	2.07	1.13	0.75	0.28	1.32	0.82	1.03
Total	99.52	100.99	98.63	99.64	99.82	100.50	100.08	100.49
分析者	河 野	Ph. Plantamour	C.F. Ramme- lsberg	G.Flink	W. Kunitz	W. Kunitz	W. Kunitz	W. Kunitz
分析年	1939	1841	1841	1890	1930	1930	1930	1930

10% を越へ、之に反し Na_2O は Brevik 及び Barkevik の外は何れも 3.75% 以下であり、他のアルカリ角閃石に比し著しく少い事が認められる (Brevik のものは 100 年前の分析であり Barkevik のものは 50 年前の分析であるので必ずしも信をおき難い)。即ちバーケビカイトはアルカリ角閃石と言ふも FeO の多量な事は他の角閃石と同様であるが、 CaO が相當多く、アルカリの比較的少いものである事が化學的特性のやうに思はれる。本角閃石は表中 Skuttersundskjär 及び Stavarnsjö 産のものに最も近似してゐる。

ヘスチングサイトとの比較 ヘスチングサイトに比すると SiO_2 、 CaO 及

び K_2O が略近似するに過ぎず、 FeO 、 Fe_2O_3 、 Na_2O 及び Al_2O_3 はヘスチングサイトより少く、 MgO ははるかに多い。故にヘスチングサイトと言ふ事も出来ない。

其他のアルカリ角閃石との比較 第參表に見る如く、他のアルカリ角閃石アルフェドソナイト、カタフオライト、リーベカイト、グロコフエン等は本角閃石に比し SiO_2 及び Na_2O がはるかに多く、之に反し Al_2O_3 、 CaO 及び MgO 等は少く、著しく異なる成分のものである。

之を要するに本角閃石の化學成分は SiO_2 、 CaO 、 Na_2O 及び K_2O 等に於ては普通角閃石及び玄武角閃石に近似するが、 FeO 及び Fe_2O_3 は普通角閃石よりはるかに多く、 MgO ははるかに少く、バーケビカイトに Na_2O の僅かに少い點のみで他は極めて近似してゐる。 $FeO+Fe_2O_3$ が多く MgO が少いが、しかしヘスチングサイトとするには $FeO+Fe_2O_3$ 及び Na_2O が少々少く MgO が過多である。即ち本角閃石は Na_2O の少々少いバーケビカイトと言ふべきである。

バーケビカイト及びヘスチングサイトの化學成分と産狀

化學成分上本角閃石はバーケビカイトに屬し、一般のバーケビカイトと共にヘスチングサイトにも近似してゐる事は第參表により觀察せられる。バーケビカイトとヘスチングサイトとは光學的には著しく異なる性質を有するにも拘らず化學成分上に於て又成因的に互に相關聯せるものなる事は近年 Billings¹⁾、Wolff²⁾ 等により認められてゐる事實であり、吾が國に於ても兩者の關係に注意を拂へる諸氏³⁾がある。

1) M. Billings, Am. Min. vol. **13**, p. 293. 1928.

2) J. E. Wolf, Journ. Geol. vol. **37**, p. 11. 1929.

3) 富田達, 地質學雜誌, 第 36 卷, p. 417. 昭和 4 年.

柴田秀賢, 地質學雜誌, 第 40 卷, pp. 118~122. 昭和 8 年.

岩生周一, Japanese Journ. Geol. Geograph. vol. **16**, pp. 155~204. 1938.

富田達, 地質學雜誌, 第 45 卷, p. 643. 昭和 13 年.

福岡市附近の變成岩の岩石學的研究 (I)

理學博士 自在丸 新十郎

目 次

緒 言

I 新建系綠色變成岩の岩石記載

I.a 綠色片岩相

1 主要岩石の記載

a 灰綠色-綠色片岩

i 千枚岩質綠色片岩

ii 塊狀綠色片岩

b 黒綠色-綠色片岩

2 造岩礦物の變化及び發達

I.b 角閃色-綠片岩相

1 主要岩石の記載

a 綠簾石-角閃石-オリゴ
クレーン片岩

2 造岩礦物の變化及び發達

I.c 角閃岩相

1 主要岩石の記載

a 千枚岩狀角閃岩 b 電
氣石角閃岩 c 綠簾石
角閃岩

2 造岩礦物の變化及び發達

I.d 化學的性質

I.e 新建系綠色變成岩生成に
關する壓力及び熱の影響II 新建系綠色變成岩の成因的考
察

II.a 綠色片岩相

1 礦物組合せ上の分類

2 礦物組合せの變化

a 綠泥石-綠簾石-曹長石

b 綠泥石-綠簾石

c 綠泥石-綠簾石-陽起石

3 主要造岩礦物の光學的性
質の變化

4 陽起石の進化過程

II.b 角閃-綠色片岩相

II.c 角閃岩相

III 黒雲母角閃岩及び綠泥石角閃
岩

III.a 主要岩石の記載

a 黒雲母角閃岩(附黒雲母
片岩)

b 綠泥石角閃岩

III.b 成因的考察

IV 鳴淵系角閃岩

IV.a 主要岩石の記載

a 片麻岩様角閃岩 b 粒狀
角閃岩 c 塊狀角閃岩IV.b 蛇紋岩の鳴淵系角閃岩に
與へし影響

IV.c 成因的考察

V 總 括

緒 言

本調査區域は福岡平野を中心とする東西凡そ 40 軒, 南北凡そ 25 軒に亘る長方形地域にして, その東縁は三郡山體の一部, その南西縁は脊振山體の一部を占む。地質は綠色變成岩, 中生層, 第三紀層, 第四紀及層び花崗岩, 蛇紋岩, 橄欖岩, 角閃石岩, 閃綠岩, 玄武岩等よりなれり。最も廣く分布す

るものは花崗岩にて、本地域の大部分を占め、之に次ぐは新生層及び綠色變成岩なり。この他の地質、地形、岩石等につきては既に詳細研究發表せられしものあり、殊に第三紀層に關するもの多し¹⁾。本研究はこれら諸問題中、未だ研究充分ならざる綠色變成岩の岩石學的研究、殊にその成因的方面の研究を對象とせしものにして、從つてそれ以外の岩石は能ふる限り茲に觸れざる様努めたり。

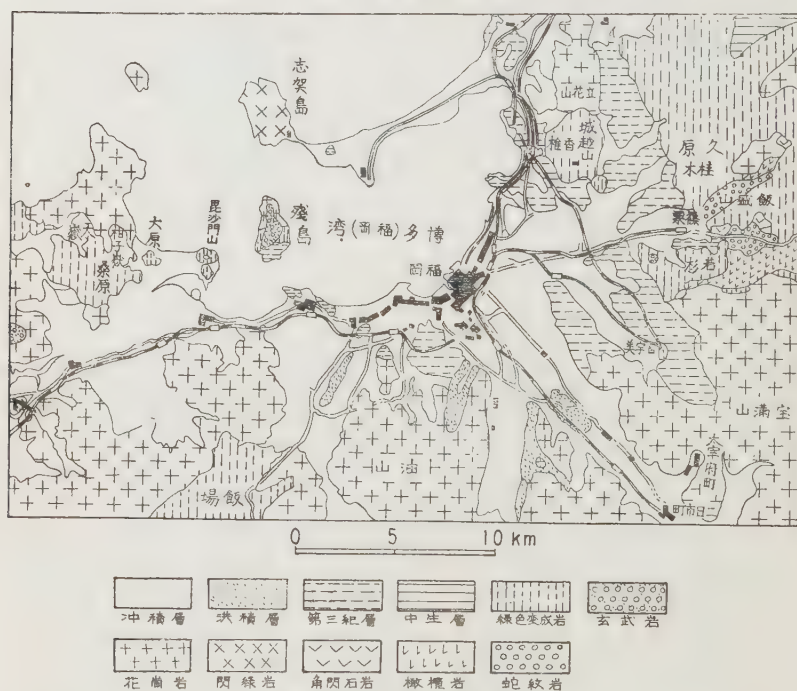
綠色變成岩は岩質、成因並に地質時代の上より二種に大別せらるべし。新建系綠色變成岩及び鳴淵系角閃岩是なり。新建系綠色變成岩は、本地域の變成岩の殆ど全部を占め、主として鹽基性の凝灰質岩石、熔岩及び侵入岩が動力變質作用を蒙り更にその大部分が花崗岩の熱的影響乃至熱水溶液の作用を蒙りて變成されたるものにして、それらの岩質によりて綠色片

1) 鈴木敏 福岡縣豐前及筑前煤田地質圖、(明治 26 年)；鈴木敏 二十萬分一福岡圖幅及同説明書、(明治 27 年)；Takeo Kato, A contribution to the knowledge of the Mesozoic igneous rocks developed around the Tsushima Basin, Japan. 地質學雜誌、第 27 卷、1—38、(大正 9 年)；中山平次郎、博多灣の海岸線 地球 第 3 卷、第 1 號 (大正 14 年)；德永重康、地質學上より研究したる福岡縣糟屋炭田、石炭時報、第 37 卷、(昭和 2 年)；長尾巧、福岡縣糟屋炭田の地質 筑豐石炭鑛業組合月報 第 23 卷、第 280 號、(昭和 2 年)；長尾巧 九州古第三紀層々序 (其 18)、(糟屋及福岡炭田)、地質學雜誌 第 40 年 第 467 號、(昭和 3 年)；鳥山武雄 北九州に於ける近現代地殻變動に就て 地球 第 19 卷 第 5 號 (昭和 5 年)；鳥山武雄、筑紫平野及其附近の地質に關する造構史的考察、(1, 2)、地球、第 18 卷、第 5, 6 號、(昭和 7 年)；Shinji Yamane, Physiographic change in the northwestern coast of Kyushu in the Quaternary Period, Proceedings V, Pacific Sci. Cong. 1933, Vol. II, p. 1599；柴田秀哉、福岡縣糸島郡長垂産リシムペグマタイト、地質學雜誌、第 41 卷 第 493 號、582—603、(昭和 9 年)；小林貞一 西南日本地帶構造と中生代古地理に關する一考證 (其の 2)、地質學雜誌、第 42 卷、第 503 號 (昭和 10 年)；鈴木清太郎 長澤武雄 中原藤吉、博多灣沿岸水準高低測量 東京帝大地震研究所彙報 第 13 號 第 2 冊 (昭和 10 年)；木下龜域 瀧本清 九州帝國大學農學部附屬糟屋演習林附近の地質 九州帝國大學農學部、演習林報告、第 9 號、(昭和 11 年)；小林貞一、鈴木好一、Non-marine shells of the Nakdong-Wakino series, Jap. Jour. Geol Geogr. Vol. XIII, Nos. 3—4, 1936；竹原平一、福岡市外香椎宮附近の地質、地球、第 26 卷、第 2 號、(昭和 11 年)；松下久道、博多灣内殘ノ島の地質、九州帝國大學工學彙報、第 12 卷 第 3 號、(昭和 12 年)；瀧本清、福岡市外長垂金武附近の地質、九州帝國大學工學彙報、第 12 卷 第 4 號、(昭和 12 年)；竹原平一、福岡縣宗像郡津屋崎附近の地質、九州帝國大學工學彙報、第 12 卷 第 5 號、(昭和 12 年)；竹原平一 福岡糟屋炭田篠栗區北部の地質、九州帝國大學工學彙報、第 12 卷、第 6 號、(昭和 12 年)。

岩、角閃緑色片岩及び角閃岩の三種となすを得べし。鳴淵系角閃岩は岩質前者と稍異なり、概して塊狀粗粒且つ堅硬にてその分布狭く僅かに篠栗町より飯塚に通ずる國道の兩側山地に露出せり。之等兩系の層序的關係は之を決定する材料に乏しく的確なる判斷不可能なり。

然れども新建系はこの地方一帯に廣く露出せるに係らず、鳴淵系は狹き

第 壹 圖



福岡市四近の地質圖

範圍に於て略ぼ東北東より西南西に延び、その南北兩側は新建系より成るのみならず、鳴淵系存在地域と雖も所々に新建系が存在するより推せば、鳴淵系は大部分新建系變成岩中の迸入岩として産せしものなるべし。それ等の地質時代につきては、その花崗岩迸發以前に存在せることの他は全く不明なり。

I 新建系綠色變成岩の岩石記載

篠栗町米ノ山 (Komenoyama) 及び鳴淵 (Narufuchi) 四近に發達する鳴淵系角閃岩を除けば、本地域の綠色變成岩は總て新建 (Shindate) 系¹⁾に屬せり。その産地は福岡市の東北部を最も重要なる露出地となし、就中最も廣き分布を示すは糟屋郡 (Kasuya-gun) 久原村、同山田村附近にして、他に糸島郡柑子嶽 (Koshitake)、天ヶ嶽 (Amagatake) の南方地區及び早良郡 (Sawara-gun) 内野村飯場附近の地區あり。その他小露頭をなして各所に現はれこの地方に於ける最古の地質時代を代表す。共に出づる岩石は黒雲母片岩、絹雲母—石英片岩、點紋石墨—黒雲母—絹雲母片岩、滑石片岩、石英片岩、石灰岩等にして、相互の層位的關係は篠栗町に於て絹雲母—石英片岩上に角閃岩重なり、之を被ふて黒雲母片岩現はるゝ外之を決定するの材料なし²⁾。その他走向、傾斜は各所に於て異なり一定せざるも、概ね走向は東西に近く東々北又は東々南に 10° 乃至 20° ふれ、傾斜は北又南に 60° 乃至 90° なり。變質程度に應じ次の三相に區別せらるべし。

綠色片岩相 (Green schist facies)

角閃—綠色片岩相 (Amphibolite-green schist facies)

角閃岩相 (Amphibolite facies)

I.a 綠色片岩相

福岡市附近に於て本相を代表する變成岩は主として糟屋郡久原村、同山田村及び同香椎村 (Kashii-mura) の東方城越山 (Shirokoshi-yama) 附近等市の東北部に産出し花崗岩を作ふ糸島半島には稀なり。概して灰綠色乃至黒綠色の比重小なる岩石にして緻密ならざるを常とするも、再結晶作用進みしものは稍緻密なり。之等は外觀上その色彩に應じて

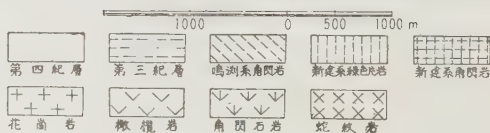
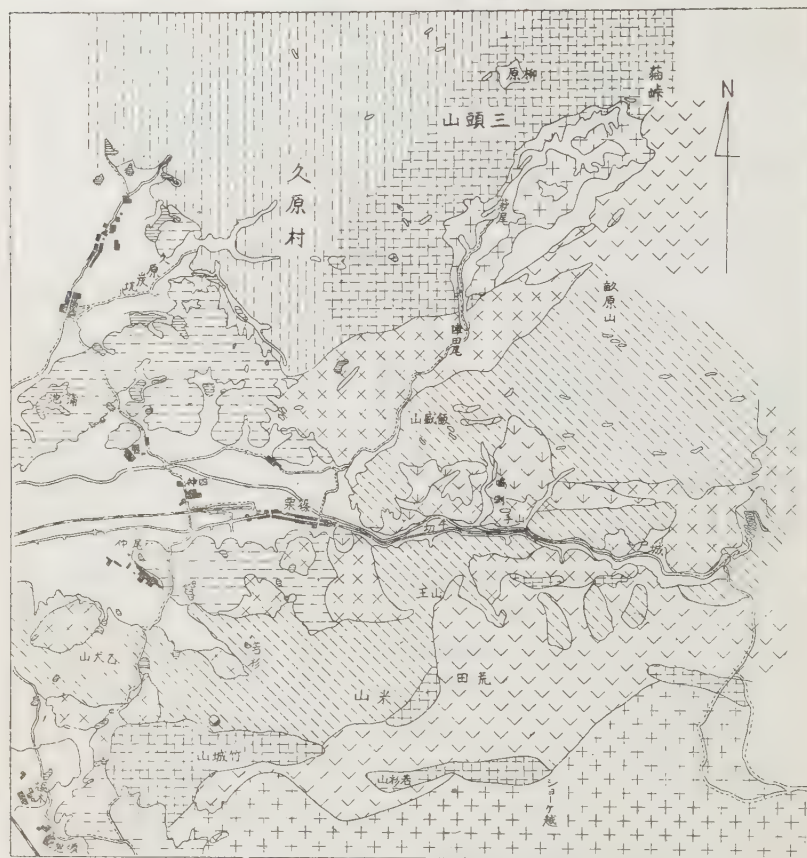
灰綠色—綠色片岩 (Gray green schist)

黒綠色—綠色片岩 (Dark green schist)

1) 木下龜城、瀧本清、九州帝國大學農學部附屬糟屋演習林附近の地質、出前。

2) 自在丸新十郎、筑前國若杉山附近の結晶片岩 (I 及 II)、我等の礦物、第 6 卷、第 6 號、p. 1~10、第 7 號、p. 1~14、(昭和 12 年)。

第 貳 圖



篠栗附近の地質圖

の 2 種に大別せらるべし。蓋しその色彩は造岩礦物の色彩とその量の多寡に依存し、その礦物の色彩及び量の多寡は變成岩の變質程度に相應すればなり。

1 主要岩石の記載

a 灰綠色—綠色片岩 (Gray green schist)

本岩類は外觀により次の二種に細別せらるべし。

千枚岩質綠色片岩 (Phyllitic green schist)

塊狀綠色片岩 (Massive green schist)

i 千枚岩質綠色片岩 (Phyllitic green schist) 主なる特徴は千枚岩に酷似する著しき片理を有し一般に灰綠色を帶ぶる點にあり。質は均一なるもの及び然らざるものあり。概して緻密なり。鏡下に窺へば綠簾石の微粒大部分を占め、リューコクシンは宛も浮雲の如く岩石全面に微粒をなして分布し、その量相當なり (第參圖參照)。曹長石はその發達著しからずして圓き不定形微粒をなして點々現はるゝも全く存在せざる部分あり、又相當大なる集合塊をなせるものあり。恐らく原岩中に存せし斜長石の遺物にして今は壓碎變質せられしものならん。陽起石は未だ初期の段階にありてその量綠泥石に勝り、針狀をなし、曹長石又は綠泥石中に存す。

之等の岩石は稀に微細なる脈に貫通せらる。脈は主として曹長石又は綠泥石より成り相當率の磁鐵礦を含み、宛も溶液通過の跡を示すが如き形狀を有す。磁鐵礦はかく脈狀をなすものゝみにして其の他の産狀を呈せざるは注意すべき事實なり。その化學成分は第壹表, No. 20 及び No. 24 の如し。

綠簾石は本岩の過半を占め、自形半自形多く他形稀なり。複屈折比較的低く、多色性亦極めて弱く無色乃至淡黃なり。

陽起石 (攀土陽起石)¹⁾ は極めて針狀結晶をなし多くは曹長石又は綠泥石中に發達し綠簾石の存在區域に發見さるゝもの稀なり。多色性弱く無色に近し。X'=無色, Z'=淡青。一定方向に排列せず。 $\gamma=1.652\sim1.654$ 。

曹長石は含まれざる部分多く、假令含まるゝも一般にはその量寡少な

1) 綠色片岩中の陽起石は一般に透角閃石に近い屈折率のものより高き屈折率の攀土陽起石に至る多種を含む、(第六圖及び IIa, 4 "陽起石の進化過程" の項參照)。

り。されど原岩の遺物たる淡色の部分には相當量に達せり。變質初期のものには綠簾石化作用及び綠泥石化作用に伴ひて生ぜしものゝ如く綠泥石及び綠簾石間に點々小粒をなして存す。單獨又は 2, 3 個相集りて寄木狀構造をなす。 $\gamma=1.537$.

褐色黑雲母は細脈を單獨又は曹長石と共に充填し、それに直角の方向に底面劈開を有す。

X=淡褐黃, Y=Z=褐。附近に磁鐵礦及び褐鐵礦を生ぜり。その他少量のクロツサイト (crossite) を含む。

ii 塊狀綠色片岩 (Massive green schist) 灰綠色を帶ぶるも前者が主として片理の發達著しきに反して多少塊狀をなし、局部的には黑色又は黒綠色を示しその質一定せず。鏡下構造により更に二種に分たるべし。

その 1 大部分極めて初期の變質過程にあるを示す構造遺存し、その質均一を缺きて綠簾石及び判定困難なる微粒礦物の集合體たる黃褐色の部分と綠簾石及び綠泥石の部分よりなる¹⁾。前者は多數の脈に貫通せらる。斯

第 壹 表

綠色片岩 (糟屋群香椎村城越山々麓)

番 號	No. 20	No. 24	No. 16
Si ₂ O	45.69	46.54	39.78
Al ₂ O ₃	20.46	14.83	16.58
Fe ₂ O ₃	3.27	7.53	11.58
FeO	5.39	4.94	4.76
MgO	77.6	5.80	6.32
CaO	10.50	11.18	13.71
Na ₂ O	3.54	2.25	1.37
K ₂ O	0.91	1.05	0.16
H ₂ O+	1.20	4.01	2.24
H ₂ O-	0.26	0.34	0.30
TiO ₂	0.85	1.33	2.20
CO ₂	---	none	1.19
Total	99.73	99.80	1000.20

1) 自在丸新十郎, 九州に於ける藍閃石片岩類, 本誌, 第 17 卷, 第 6 號, p. 234, (昭和 12 年)。

る場合脈を構成するものは大部分綠泥石と磁鐵礦にて、時に極少量の曹長石及び黑雲母が脈の一部特にその兩壁に附着す (第壹表, No 16 及び第四圖参照)。

綠簾石は最も重要な成分にしてその量は部分に依り 40 乃至 80 % に變化す。多くは不定形微粒をなし變質作用稍進展したる部分に於ては半自形乃至他形なり。後者は多くは内部に赤鐵礦を包裹するも前者は之を缺きて判定困難なる微品を含む。多色性弱し, $X' = \text{無色乃至淡黄}$, $Z' = \text{淡綠黄}$ 。光學性負なり。その大さ 0.55×0.16 耗より顯微鏡的大さに至る。

綠泥石は黄褐色の部分に存せずして既に綠簾石化作用を伴へり。この際磁鐵礦を作ふを常とす。其の量 20 乃至 40 % なり。複屈折極めて少にして多色性弱し。 $\gamma = 1.613$ 。時に黑雲母より變質せるものあり。その色稍濃色なり。其他少量含まるゝものにクロツサイト、礬土陽起石、曹長石、方解石、石英、磁鐵礦、黑雲母等あり。

クロツサイトは半自形乃至他形の長柱狀又は短柱狀結晶として局部的に多數集合し散在するもの稀なり。その量 1 % 以下なり。延長の符號は正性及び負性にして, $\alpha = 1.653$, $\gamma = 1.663$, $\gamma - \alpha = 0.010$, $Y_{\Delta c} = 21^\circ$ 。多色性顯著, $X = \text{無色乃至淡黄}$, $Y = \text{天青}$, $Z = \text{青紫}$ 。

陽起石は綠泥石中又は綠泥石と共に針狀をなして産し微量なり。多色性弱し。 $\gamma = 1.654$ 。

曹長石は脈中又は綠泥石と共に現はれ、稀にアルバイト式双晶を示す。 $\gamma = 1.5360$ 。最大の大さ 252 耗に達するものあり。

その 2 前記岩石が曹長石を殆んど含まず且つ綠泥石少量にして礬土陽起石を相當含みしに反して多量の曹長石を有し綠泥石及び綠簾石を相當量 (略同量) 含み、礬土陽起石を殆ど含まざるを特徴とす (第拾四表, No. 34 及び第五圖参照)。

曹長石は一様に分布し他の礦物に比して稍斑晶的傾向を帶び顯微鏡的

斑品構造 (microporphyroblastic str.) を示す。之に對して綠簾石, 綠泥石, 曹長石の微粒及びリューコクシンは微量のクロツサイト, 黑雲母, 磁鐵礦と共に石基を構成す。曹長石の光學性は正にして $\gamma=1.536$ なり。其質極めて新鮮にしてカル、スバード式双晶をなすものあり。

綠泥石は殆ど複屈折なくして多色性を示さず, 他の礦物間を充填す。興味深きは曹長石の周圍に綠泥石最もよく發達し, 多くの曹長石斑品は一定方向に向ふ楕圓形となり, 綠泥石はその邊緣中長軸の方向に稍多量に發達するも又其外曹長石を不規則に横ぎれり。是れ曹長石の割口に沿ひて綠泥石脈發生せしを物語るものなり。 $\gamma=1.618$ 。

綠簾石は大部分他他形なるも稀に半自形をなす。殆ど無色なり。

リューコクシンは全岩中殊に綠泥石の存せざる部分に最もよく發達す。其他黑雲母 (點々極く少量存するのみ, $X=$ 淡黄, $Y=Z=$ 淡綠褐), 磁鐵礦, 方解石, クロツサイト極めて少量存せり。方解石は脈をなす斜長石より變質せしもの相當あり。

b 黑綠色—綠色片岩 (Dark green schist)

稍黒味を帶べる比較的重き岩石にして概ね變質程度進みしものなり。前記岩石が塊狀又は千枚岩狀なりしに對して, 本岩は大部分塊狀又は粗なる片麻岩構造を呈せり。鏡下に見るに其の質均一なるも又屢々有色礦物を多量に含む部分と無色礦物を主とする部分あり(第六圖參照)。

曹長石最も多量に含まる。その大さ他に比し遙かに大にて本岩に顯微鏡的斑品構造を與ふ。礬土陽起石, 綠簾石, 綠泥石, 絹石, 磁鐵礦等は石基をなしネマトブラスト構造 (nematoblastic str.) を示す(第貳表參照)。

曹長石は多く散在するも數個集りて縫合構造 (suture str.) をなすものあり。多量の包裹物を有し各個の境界往々不鮮明なり。綠簾石, 礬土陽起石, 絹石, 磁鐵礦, 綠泥石, 石英はその主要なるものにしてポイキロブラスト構造 (poikiloblastic str.) を呈す。本石英は圓味ある不定形微粒にて時に數個のもの同じ光學的方位にあるは興味深き事實なり。双晶極めて稀に

第 貳 表

綠色片岩 (No. 37)

糟屋郡久原村久原炭坑附近産

SiO ₂	47.17
Al ₂ O ₃	15.10
Fe ₂ O ₃	5.38
FeO	6.64
MgO	6.54
CaO	11.32
Na ₂ O	4.10
K ₂ O	0.30
H ₂ O+	1.80
H ₂ O-	0.18
TiO ₂	2.03
CO ₂	0.17
Total	100.73

て黒帯構造なし。劈開の發達著しく屢々之に沿ひて綠泥石脈生成せり。時に黒雲母 (X=淡黃, Y=Z=綠褐) はその劈開面を脈壁に直角に發達せり。綠泥石脈の一部は恐らくこの種の黒雲母より變質せしものならん。光學性は正にして光軸角は約 90°, 波狀消光を示すものゝ如し。

礬土陽起石は細柱狀稀には

短柱狀結晶をなし半自形最も多く、曹長石中の針狀結晶に限り自形を呈す。稍大なる短柱狀結晶は他形にて多くはその兩端毛狀に分岐す。柱面劈開發達し横に深き割目あり。多色性弱し, X=淡黃, Y=淡綠, Z=淡綠青。結晶の延長は正なり。本礦は曹長石中に個々別々に存するものもあるも多少集まりて束狀をなす。偏壓を受け彎曲するもの多し。綠簾石と共に曹長石に次ぐ重要成分なり。

綠簾石は淡綠黃乃至無色にて多色性を殆んど示さず。複屈折大なり。粒狀をなし屢々多數集りて相當大なる斑點を構成す。一見その分布一様なるも、曹長石の多く存在する部分には有色礦物の多く存在する部分に比しその量稍少し。

綠泥石は上記礦物に比しその量遙かに少し。殆ど複屈折を示さずして多色性なし。されど黒雲母より變質せしものと思はるゝものは稍弱き複屈折あり。X=淡青綠, Z=淡黃。結晶は延長負性なり。

2 造岩礦物の變化及び發達

綠色片岩は曹長石、綠泥石、陽起石 (礬土陽起石)、綠簾石 (黝簾石)、リューコクシン、磁鐵礦、金紅石、黒雲母、方解石、風信子礦、絹雲母、石英、赤鐵

礦、燐灰石等の中、數種以上を含む。最も重要なるは曹長石、綠泥石、綠簾石(黝簾石)、陽起石(礬土陽起石)、リューコクシンなり。其等の量は原岩の化學成分に支配され相違せしならんも、又變質過程に應じて増減し極めて複雑なる關係を生ぜり。その初期に於ては概してネマトブラスト構造を呈するも、曹長石又は礬土陽起石は漸次その大きさを増し顯微鏡的斑晶構造を

第 參 表

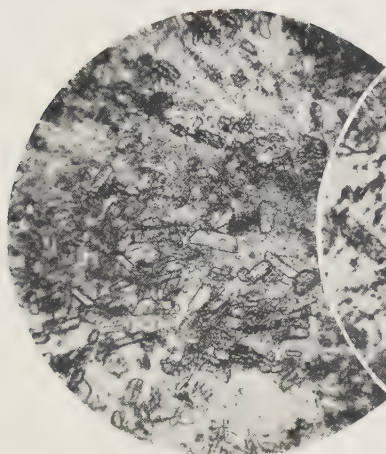
曹長石の最大屈折率¹⁾

No. 22	糟屋郡城越山々麓	1.536
No. 23	〃	〃	1.537
No. 24	〃	〃	1.537
No. 27	〃	〃	1.538
No. 49	〃	久原村別所 (Bessho)	1.538
No. 21	〃	城越山々麓	1.537
No. 25	〃	〃	1.537
No. 34	〃	久原村久原炭坑附近	1.536
No. 33	〃	〃	1.537
No. 20	〃	城越山々麓	1.536
No. 36 (A)	〃	久原村桂木	1.537
No. 16	〃	城越山々麓	1.536
No. 72 (A)	〃	久原村別所	1.536
No. 30	〃	〃 久原炭坑の東	1.537
No. 31 (A)	〃	〃 桂木	1.538
No. 60 (A)	〃	〃 新建	1.537
No. 30 (A)	〃	〃 桂木	1.537
No. 34 (A)	〃	〃 〃	1.537
No. 28	〃	城越山々麓	1.538
No. 46	〃	久原村別所	1.537
No. 81 (A)	〃	〃 〃	1.537
No. 26 (A)	〃	〃 桂木	1.537
No. 35	〃	〃 久原炭坑の東	1.537

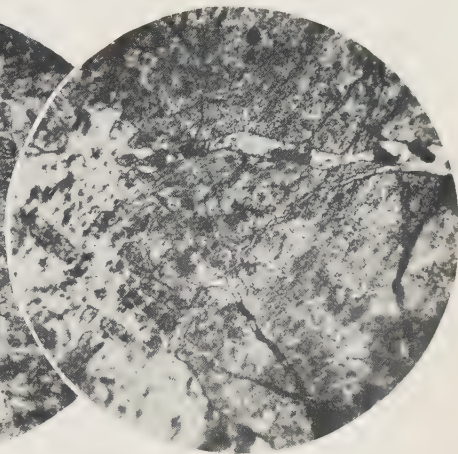
1) 本論文の屈折率の値は、標式的岩石の新鮮にして成分一樣なる部分を能ふ限り多量にとりて粉碎せる粉末を總て浸液法によりて測定せしものにして、溫度の變化より來る誤差をも能ふる限り少なからしむる爲め細心の注意を拂へり。劈開の發達著しき斜長石、角閃石、黑雲母及び綠泥石は、多くの場合劈開片につきて測定せしも、結晶極めて微細なるものに於ては、黑雲母、綠泥石を除きし他の礦物の屈折率は必ずしも劈開片につきて測定し得たるや否や判定し難きを以て本論文中には之等の値を共に最大屈折率として記載せり。

第 參 圖

第 四 圖



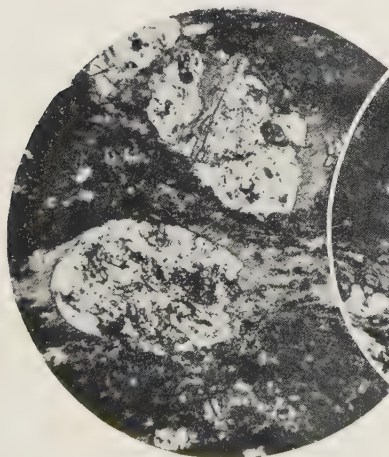
千枚岩質綠色片岩 城越山 (No. 20)
 浮上れる短柱狀結晶は綠簾石
 他は綠泥石及び陽起石



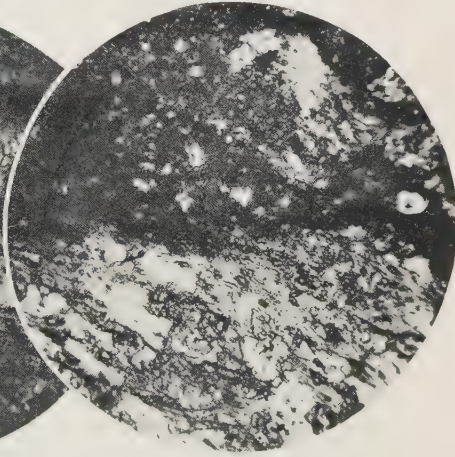
塊狀綠色石岩 城越山 (No. 16)
 綠簾石其他の微粒礦物集合體が綠泥石
 及び磁鐵礦よりなる無數の細脈に貫通
 されたるを示す
 綠泥石(白) 綠簾石(薄墨) 磁鐵礦(黑)

第 五 圖

第 六 圖

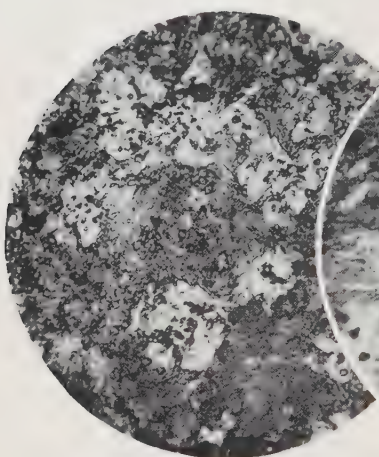


塊狀綠色片岩 久原炭坑附近 (No. 34)
 綠泥石 (曹長石の周圍又は之を貫通す
 る薄墨の部)
 曹長石斑品(白) 石基は綠泥石, 綠簾石



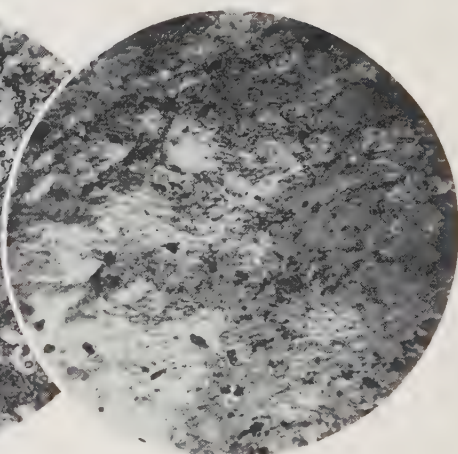
綠色片岩 久原炭坑附近 (N. 37)
 凝灰質岩石に近き構造を留むるを示す
 黒色の部...綠簾石 (大部分), 曹長石
 (純白, 極少量)
 白色の部...曹長石 (純白), 綠泥石,
 陽起石

第 七 圖



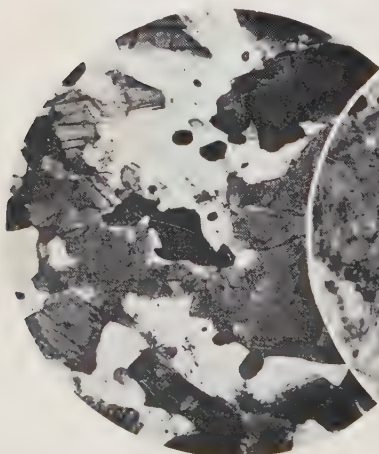
角閃 綠色片岩 別所 (No. 48)
斑晶 (白)... 曹長石 石英 (薄雲)...
角閃石, 綠簾石, 綠泥石 (少量), 榍石

第 八 圖



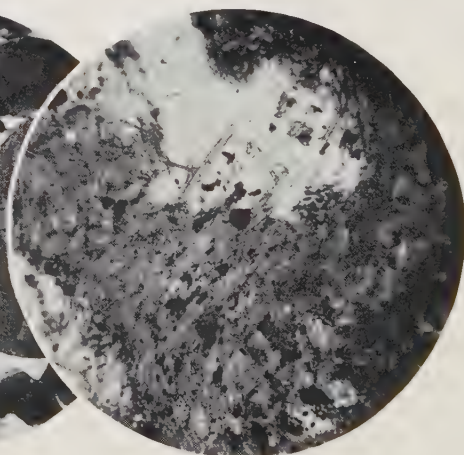
塊狀角閃岩 桂木 (No. 38)
斜長石斑晶 (白) 角閃石 (薄雲)
磁鐵礦 (黑)

第 九 圖



片麻岩樣角閃岩 立花山麓 (No. 9)
斜長石 (白) 帶褐綠色角閃石 (薄雲)
磁鐵礦 (黑)

第 拾 圖



片狀角閃岩 萩ノ尾 (No. 104)
斑晶 (白)... 斜長石 石英 (薄雲)... 角
閃石, 磁鐵礦 (黑), 榍石

呈せり。斯る場合曹長石の斑品中に時に多くの他の礦物を包裹してポイキロブラスト構造を呈することあり。

曹長石はその成分に於て多少の開き (第參表參照) を有し 0% 乃至 3.5% An 間に變化するも未だ再結晶作用進展の結果たる An 分子の變化は呈せず。結晶の大きさ一定せずして微細なるものより稍大なるものあり、又微細なるものと雖も多數集まりて大なり縫合狀集合體をなせるものもあり。後者を含む岩石は極めて初期の變質過程にあるを以て、縫合狀集合體は斜長石が曹長石化作用を蒙りて曹長石となりたる後更にミロナイト化作用 (mylonitization) を蒙りて生ぜしものと認めざるを得ず。變質過程の進展に伴ひ漸次その分布一樣になり、その大きさ増大して他の攀土陽起石、絹石、綠簾石、磁鐵礦を包裹しポイキロブラスト構造を呈せり。久原村產綠色片岩 (No. 30) はこの好例なり。

攀土陽起石は殆ど全岩中に含まるゝもその量部分的に相違し、變質作用初期の綠色片岩 (No. 34, 久原灰坑附近產) はその微量を綠泥石中に混ざるに過ぎざるも、同作用の進展に伴ひ漸次その量を増加するの傾向あり。その初期のものは針狀をなし漸次長柱狀、短柱狀に化し、最終段階に於て不定形の巨品となり遂には標本 No. 35 (久原村久原炭坑附近產) の如く微斑品構造を示すに至る。多色性 (X = 淡黃, Z = 淡青綠) は初期のものは弱く、漸次その強さを増し最終段階に至りて殆ど綠色角閃石に類似す。最大屈折率は第四表に示す如く變質作用の進展に伴ひ漸次増大せり。主として母岩の暗綠色の部分によりよく發達するも、斜長石中にも亦發生す。後者は概して自形なり。即ち本礦物は成因上暗綠色の綠泥石と深き關係を有し、綠泥石生成以前の綠簾石集合體中には生成し居らず。

綠泥石は複屈折を殆ど示せず。結晶の延長は負なり。多色性弱く、 X = 淡綠青, Z = 黃綠、即ち $Z > X$ 、主として他の礦物間を充填す。概して變質作用の初期のものに最も多量に含まれ、變質作用の進展に伴ひて量を減少し綠色片岩の最終段階に於ては殆ど含まれざるを常とす。色及び多色

第 四 表

陽起石及び綠泥石の最大屈折率

(資料番號は第參表の産地に同じ)

	陽起石	綠泥石
No. 22	1.650	1.607
No. 23	1.652	1.605
No. 24	1.652	1.606
No. 27	1.652	1.615
No. 49	1.652	1.613
No. 21	1.652	1.610
No. 25	1.653	1.618
No. 33	1.654	1.619
No. 20	1.654	1.607
No. 36(A)	1.654	1.619
No. 16	1.654	1.613
No. 72(A)	1.655	—
No. 30	1.656	1.612
No. 31(A)	1.659	1.621
No. 60(A)	1.659	—
No. 30(A)	1.660	1.624
No. 34(A)	1.660	1.619
No. 28	1.661	1.622
No. 46	1.661	1.622
No. 81(A)	1.661	—
No. 26(A)	1.662	1.620
No. 35	1.662	1.623

性は概して變質作用の経過に従ひ大なる變化なし。本礦物中には本來綠泥石として存せしものゝ外、黒雲母より變質せしものあり。最大屈折率は第四表の如くその値に相當差あるも、多くは變質作用の進展に伴ひ増大す(第八圖参照)。

綠簾石は本相の最も初期の變質過程より最終段階に至る岩石に現はれ、綠泥石化作用著しき部分に最もよく發達し自形乃至半自形を呈するも、變質作用の進展に伴ひ却つて不規則なる外形となり、遂に全く他形となれり。その量固より原岩の化學成分に依存するも、變質作用の過程に伴ひて減少すること綠泥石と同様なり。初期のものは多くは不純物を含み概ね多色性を示さざるも、漸次不純物を減じて透明となり稍多色性を示すに至

る。X=淡黄, Z=淡綠黄。

リューコクシンは綠色片岩の全段階を通じて相當量存在し, 多くは浮雲狀の極めて微粒の集合體なるも變質作用の進展に伴ひ絹石に移化す。然れどもリューコクシンは一種の原岩と看做すべき綠簾石(?)集合體中に存せずしてこの中を貫通する黑雲母脈の兩側或は綠簾石, 綠泥石, 陽起石等の集合體中にのみ存するより見れば, 最初是本礦物は原岩中に存在せずして變質作用の過程に於て發生せしものならん。

磁鐵礦は綠色片岩中に現はれざるを常とするも, 亦稀には極少量存することあり。即ち No. 21 (城越山々麓産) の綠簾石集合體中の黑雲母脈に點々現はるゝが如きこれなり。

黑雲母は本相の比較的初期には殆ど常に發見され點々存在する場合なしとせざるも, 多くは脈をなしその一部は綠泥石に變化せり。従つて綠泥石化作用以前に既に黑雲母の發生ありしことは興味深きことなり。その量僅少なり。多色性は X=淡黄, Y=Z=綠褐なり。

I.b 角閃—綠色片岩相

1 主要岩石の記載

a 綠簾石—角閃石—オリゴクレーヌ片岩 (Epidote-hornblende-oligoclase schist) 本岩は綠色變岩相の最終段階に於て最も重要な一成分をなす綠簾石の相當量と, 角閃岩相の主要成分たる綠色角閃石と斜長石 (オリゴクレーヌ) を含む點に於て, 宛も兩相の中間に位するを以て, 便宜上之を角閃—綠色片岩相 (amphibolite-green schist facies) と名づく。C. E. Tilley¹⁾ は角閃石が Dalradian Series の綠色層中に現はれしは黑雲母が粘土質岩石中に現はれしより早期なりとして本相の必要を説き, F. J. Turner²⁾ は之をオリゴクレーヌ帶 (Oligoclase-zone) と稱せり。現在迄そ

1) C. E. Tilley, The Facies Classification of Metamorphic Rocks, Geol. Mag. Vol. 61, 167~171, (1924).

2) F. J. Turner, The Genesis of Oligoclase in Certain Schists, Geol. Mag. Vol. 70, pp. 529~541 (1933).

の産地の知られしものは糟屋郡久原村別所及び同柳原の西方の二個所に於て、産出地域廣からず。その産地の一たる柳原西方 500 米の地點が宛も綠色片岩及び角閃岩分布區域の境界に該當するは興味深き事實なり (第貳圖參照)。本岩は暗灰綠色の均一緻密の岩石にて、オリゴクレス、角閃石、綠簾石を主成分とし、綠泥石、風信子礦、楣石、黝簾石、石英等を副成分となす。得られし資料中別所産 2 種は著しく小皺曲を有し、片理の發達著しきも、柳原西方産は小皺曲を缺き概ね塊狀をなす。兩者は鏡下に於て大なる相違なきも、柳原産は稍粗粒にて綠泥石を缺きその綠簾石は複屈折高く、之に對して別所産は結晶小さく未だ僅少の綠泥石を含有せり。本節に於

第 五 表

綠簾石—角閃石—ネリゴクレス片岩
(No. 48)
糟屋郡久原村別所

SiO ₂	47.88
Al ₂ O ₃	12.17
Fe ₂ O ₃	3.62
FeO	10.48
MgO	5.88
CaO	9.36
Na ₂ O	3.45
K ₂ O	0.16
H ₂ O+	2.47
H ₂ O—	0.28
TiO ₂	2.96
CO ₂	0.94
Total	99.65

ては主として後者につき記載すべし (第五表參照)。

本相の岩石に甚だしく酷似するものに同じく別所産 No. 71 (A) 及び No. 85 (A) あり。兩者の相違は唯本相がオリゴクレスなるに對して後者等が曹長石なる點にあり。阿武隈高原にも同様の岩石産するが如し¹⁾。

オリゴクレスは小なる圓き斑晶をなして角閃石、綠泥

石、綠簾石よりなる石基中に一樣に分布し顯微鏡的斑晶構造を呈するも、其れ自身は角閃石、綠簾石、黝簾石、風信子礦、楣石等を包裹してポイキロブラスト構造を呈せり (第七圖參照)。其量約 20 % なり。(001) に於ける最大屈折率 1.546、光學性は正なり。複屈折は曹長石より稍少。双晶稀

1) K. Sugi, A Preliminary Study on the Metamorphic Rocks of Southern Abukuma Plateau, Jap. Jour. Geol. Geogr. Vol. 12, Nos. 3~4, p. 146 (1935).

にして累帯構造を缺く。波狀消光を呈す。最大 0.16×0.24 耗なるも概ね等粒圓形なり。

角閃石は 60% 又はそれ以上を占め、大部分短柱狀なるも、又纖維狀或は針狀をなす。最大 0.57×0.08 耗。半自乃至他形。最大屈折率は 1.672 にして多色性顯著なり、 $X = \text{黄}$ 、 $Y = \text{緑}$ 、 $Z = \text{緑青}$ 、 $Z = Y > X$ 、延長正、 $Z \wedge c = 23^\circ$ なり。偏壓を受け彎曲し波狀消光あり。普通綠泥石に伴ひ兩者間に密着の成因的關係あるを示せり。黝簾石、綠簾石、榍石等を包裹す。不規則に排列するも局部的には一定方向に向ひ片理の發達に資せり。

綠簾石はその中央部に稍多色性 ($X = \text{無色}$ 、 $Z = \text{淡綠黄}$) を示すものもあるも、全く之を缺くを常とす。稀に聚片双晶を現はす。小部分極めて小なる他形結晶にて、時に半自形を示せり。其量は約 10% なり。最大 0.13 耗。黝簾石の量増すに従ひ、綠簾石は多色性を減す。

綠簾石は角閃石と共に出づるもの多く、隨所其量を異にするも、概して 4 乃至 5% 以下なり。殆ど複屈折を示さずして淡黄綠色なり。他の礦物間を充填す。最大 0.08 耗。最大屈折率 1.633 なり。

榍石は綠簾石の微粒と相混じ、概して全岩中一様に分布しその量約 10% なり。 0.08 耗を最大とし多く他形なるも屢々半自形を呈す。石英は唯微量に存するのみにて點々存するよりも寧ろ數個相集りて縫合構造を呈す。 0.16 耗を最大とす。

2 造岩礦物の變化及び發達

綠色片岩が一般に曹長石—陽起石 (榍土陽起石)—綠簾石—綠泥石なる組合せよりなり、角閃岩が斜長石—角閃石なる組合せよりなるに對して、本岩にも時に綠泥石現はれ、角閃岩にも綠簾石現はるゝもその量少し。

本岩は綠色片岩より稍變質程度の進みし No. 53 (A) (久原村新建産)、No. 76 (A) (久原村別所産) の状態を通過して變成きれたものにして、更に變質過程の進展に従ひ角閃岩に變移するものなり。故に本節に於ては主として No. 37, No. 48, No. 38 を以て各々綠色片岩、角閃—綠色片

岩及び角閃岩を代表せしめ、變質作用の跡を辿るに必要な造岩礦物の變移につきて記すべし (第八圖, No. 38 参照)。

綠色變岩相の最終段階にある No. 37 は猶ほ肉眼的にも鏡下觀察に於てもその質均一を缺き、比較的多量の有色礦物を含みて僅かの斜長石を含む部分 A と、斜長石を多量に含みて有色礦物甚だしく減少せる淡綠色の部分 B よりなり、兩者共に變質度極めて低し。A は殆んど不透明物質と見誤られ易き綠簾石の微粒と楣石 (リュウコクシン) よりなる。然るに本相たる綠簾石—角閃石—オリゴクレス片岩 (No. 48) は著しく片理を増し造岩礦物は一樣に分布し上記せし No. 37 の如き再結晶度低き暗綠灰色の部分なし。即ち斜長石、綠簾石、角閃石及び少量の綠泥石よりなる。多少斑品への傾向を除き、有色礦物は概して片理面に一樣に發達し、No. 37 に於て大部分微粒なりし楣石は判然たる結晶粒となりて一樣に分布す。然るに角閃岩たる No. 38 は更に著しく變質程度を増し肉眼的に微かに斜長石及び角閃石の微品識別さる。然も著しく暗綠色を増し片理の發達 No. 37 に比して甚だし。即ち角閃石の色の濃化及び磁鐵礦の發生を來したるものにて、その色の暗綠色なるは斯る進展により角閃—綠色片岩の状態を経過して生成されたるものにして、是は肉眼的觀察に於ても認めらるゝ所なり。

綠簾石はその含有量に大なる相違あり、No. 37 は不透明なる A なる部分に於て 90 %, B なる部分に於て 20 % 前後となり、No. 48 中には均一に分布すれども 10 % 以下に減じ、No. 38 中には全く含まれず。多色性は全く無きか又は僅かに之を有しその成分一樣ならざるを示す。最初は概して決定困難の不透明包裹物に汚染せらるゝも、漸次之を失ひ且つその量減少して遂に消失せり。其間複屈折低き黝簾石漸次増加す。大部分他形なるも半自形乃至自形あり。

綠泥石は殆ど複屈折なくして淡青綠色又は淡黃綠色を呈し晶形延長負なり。その量 No. 37 に於て 4 乃至 5 % なるも、No. 48 に至りて稍減

少してそれ以下となり、No. 38 には含まれず。常に角閃石と共存するも其量は互に反比し、角閃石増加せば綠泥石は却つて減少す。其の關係は綠簾石と同一にして、變質史上特記すべき事項なり。屈折率の變化は第六表の如し。

第 六 表

斜長石、綠泥石及び角閃石の最大屈折率

			斜長石	綠泥石	角閃石
No. 37	糟屋郡久原村久原炭坑の東	1.537	1.622	1.661
No. 53(A)	...	" " 新建	1.539	1.629	1.666
No. 76(A)	...	" " 別所	1.539	1.630	1.667
No. 69(A)	...	" " "	1.546	—	1.670
No. 48	" " "	1.546	1.633	1.672
No. 86(A)	...	" " 柳原	1.546	—	1.673
No. 38	" " 桂木	1.553	—	1.677

有色礦物中、特に變質過程の進みし綠色片岩、角閃—綠色片岩及び角閃岩の最も重要なる成分たる角閃石は淡綠色の屈折率小なる礫土陽起石より多色性强く、屈折率高き綠色角閃石に至る多様の角閃石よりなれども、前記3種の變成岩に於ては、No. 37 に於ては $X = \text{淡黄}$ 、 $Z = \text{淡綠青}$ 、 $Z > X$ 、No. 48 に於ては $X = \text{黄}$ 、 $Y = \text{綠}$ 、 $Z = \text{綠青}$ 、 $Z = Y > X$ にて多色性强し。No. 38 (角閃石) も略ぼ後者に似たり。而して No. 37 及び No. 48 は綠泥石を作ひ、又は綠泥石中に存するもの多く、爲に兩者の區別困難にて量の決定は至難なるも、No. 48 に於ては No. 37 に比し甚だしくその量を増加す。即ち No. 37 に於ては約 25 % なるも、No. 48 及び No. 38 に於ては約 50 % なり。即ち變質程度の低き變質岩より高次の變質岩に至りて其の量急激に増加す。而して一度綠色角閃石に變化すれば變質程度一層進展するも其の量著しく増加せず。No. 38 の角閃石は既に片岩の特質を示し平行に排列するもの多きも、No. 37 の角閃石中曹長石に含まるゝ針狀乃至長柱狀結晶を除き綠泥石又は綠簾石に伴ふものは極めて不規則なる排列狀態にあり。其品形は長柱狀、針狀、毛狀にして稀には短柱狀をなすも結晶少なり。

上記3種變成岩中の角閃石の屈折率は第六表の如く、其の間に相當の差ありて成分上異なる所あるを明示せり。故に變成岩が外觀上又は鏡下構造上均質、片理、再結晶等の變質作用の進展につれて、角閃石類は礫土陽起石より綠色角閃石に變移することは上記の如し（第九圖及び第拾壹圖参照）。これら角閃石は綠簾石、黝簾石、柎石、磁鐵礦等を包裹し、前3者は No. 48 に、磁鐵礦は No. 38 に現はれ、これら包裹物の種類は母岩の礦物種類とも一致す。

角閃石と相俟つて本岩類の主要成分をなす斜長石また一樣の成分及び光學的性質を有せずして、變質過程に應じて酸性種より中性種を経て鹽基性種に變移す。其量は No. 37 の殆ど綠簾石のみよりなる部分 A に於ては 1% 以下なるも、淡綠色の部分 B に於ては 50 乃至 70% なり。更に No. 48 にては 30 乃至 40% にて全岩中に一樣に分布し、No. 38 にては稍多量にして 40 乃至 50% なり。即ち變質過程の進展に應じ不均一質（No. 37）は均質となり、斜長石は一樣に分布するも、同一系統の變質岩相互の間に量的に大なる差違なし。No. 48 及び No. 38 の斜長石が稍顯微鏡的斑品構造への傾向ある外概ね他形等粒なり。双晶は稀にして累帶構造を見ず。角閃石、綠簾石、黝簾石、風信子礦及び柎石は No. 37 及び No. 48 の斜長石の包裹物として産するも、No. 38 には黝簾石及び綠簾石を缺き、含チタン磁鐵礦を含む。其の關係は角閃石の場合に酷似す。斜長石の屈折率は變質程度に應じて變化を認む（第六表参照）。即ち綠色變成岩は曹長石よりオリゴクレス及びアンデシンに至る斜長石を包含し、變質程度低き岩石¹⁾は曹長石にして漸次高次の變質過程を辿りてオリゴクレスとなりアンデシンとなれり。而して No. 37, No. 48 及び No. 48 は順次に高次の變成岩なれば、斜長石は變質程度に應じて、曹長石より出發して漸次鹽基性に向ふ傾向ありと謂ひ得べし。

1) 茲に變質程度低きといふは、著者の論ずる變質作用の範圍にていふ言葉にして其以前の變質作用を含まず。

絹石及び磁鐵礦は微粒をなし散點的に産し其の量概ね反比例す。即ち No. 37 は磁鐵礦を殆ど全く含まずして粉末状のリューコクシンを含むも、No. 38 は殆ど絹石を含まずして稍多量 (5 乃至 10%) の磁鐵礦を産せり。而してその中間變質過程に於ては、磁鐵礦は未だ現はれざるもリューコクシンより變りし稍判然たる絹石の結晶粒を含み、其量 5 乃至 6% に及べり。即ちリューコクシンは漸次再結晶作用を蒙りて絹石となり、更に變質作用の進展に應じて磁鐵礦に交代せられたり。磁鐵礦は概ね一様に岩石中に分布するも局部的には斜長石の部分で鮮少にして角閃石の部分に著し。

會 報

滿洲大會日程詳報 前號に預告せる滿洲大會日程の詳細次の如く決定せり。

8 月 23 日 (金)

8.00 大連市東公園町 協和會館前集合 バスにて旅順見學に出發

20.00 懇親會 (連鎖街 扶桑仙館) 大連宿泊

同 24 日 (土)

9.00 大會發會式及綜合講演 (伏見臺 南滿洲工業專門學校)

13.00 講演會 (各教室)

19.30 公開特別講演 (協和會館)

同 25 日 (日)

9.00 協和會館前集合バスにて大連市内見學 (約 4 時間) 終了後北上、出發迄自由行動

第 1 班 (大石橋班) 16.55 大連驛發 20.25 大石橋着 (一部大石橋泊) 21.16 營口着 (一部營口泊)

第 2 班 (鞍山班) 22.30 大連驛發 (鞍山着翌日 6.20)

第 3 班 (無軌班) 21.30 大連驛發 (奉天着翌日 7.23)

第 4 班 (新京直行班) 大連滯泊

同 26 日 (月)

第 1 班 (大石橋班)

9.50 大石橋驛前集合 (營口宿泊者 9.10 營口發 9.35 大石橋着) バス又はトラックにて菱苦土礦滑石產地及工場見學

16.15 大石橋發 19.42 奉天着 (奉天宿泊)

第 2 班 (鞍山班)

6.20 鞍山着, 朝食後 昭和製鋼所工場及大孤山見學

16.48 鞍山發 18.40 奉天着 (天宿泊)

第 3 班 (撫順班)

7.23 奉天着 8.05 奉天發 (バス)

9.20 撫順着, 撫順炭礦見學 (一部撫順宿泊)

16.05 撫順發 (バス) 17.14 奉天着 (奉天宿泊)

第 4 班 (新京直航班)

10.00 大連驛發 (ハト) 20.20 新京着 (宿泊)

同 27 日 (火)

9.00 奉天驛前集合 奉天市内見學 (約 4 時間を要す)

16.00 公開特別講演 (荻町 滿鐵社員俱樂部)

22.40 奉天發 (第 1 班及び第 2 班 (一部) 翌日 6:18 新京着) 夜行

23.30 奉天發 (第 2 班 (一部) 及び第 3 班翌日 7.45 新京着) 夜行

同 28 日 (水)

9.00 講演會 (新發路 日滿軍人會館)

16.00 公開特別講演 (西廣場 滿鐵社員俱樂部)

19.00 滿洲國招待晚餐會 (會場未定) 新京宿泊

同 29 日 (木)

9.00 驛前ヤマトホテル集合 新京市内見學 (約 4 時間) 終了後自由行動

抄 錄

礦物學及結晶學

6305, 加里-曹達長石の葉片構造につきて Chao, S.H., Taylor, W. H.

著者等は主に振動結晶法によりて廣く加里-曹達長石列に於ける葉片狀構造を研究し、且つ更に詳細なる研究を繼續中にして本論文に掲ぐる所は F (Burma blue), M (Ceylon blue), P (Korea blue) の三種につきて行へる結果より得たる結論につき伊藤博士の朝鮮産月長石につきて得たる結論を批判せり。F は 18 % の曹長石分子, 2.5 % の灰長石分子を含めり。M は 40 % の曹長石分子, 2.5 % の灰長石分子を含めり, P は 51.5 % の曹長石分子, 0.5 % の灰長石分子を含めり。之等三種の月長石の a, b, c 軸の方面を廻轉軸として廻轉結晶寫眞を撮り、それより得たる軸長は F につきて $a_1 = 8.50 \text{ \AA}$, $b_1 = 13.07 \text{ \AA}$, $c_1 = 7.18 \text{ \AA}$, (加里長石), a_2, a'_2 は共に 8.15 \AA にして a_1 に對し $\frac{1}{2}^\circ$ 傾き, c_2, c'_2 は c_1 と等長にして c_1 に對し $2\frac{1}{2}^\circ$ 傾けり (a_2, c_2, a'_2, c'_2 等は曹長石の軸) b_2 は b_1 に等長且つ平行たり。M に於ては $a_1 = 8.65 \text{ \AA}$, $b_1 = 12.84 \text{ \AA}$, $c_1 = 7.18 \text{ \AA}$ にして, $a_2 = 8.12 \text{ \AA}$ にして a_1 に平行, c_2 は c_1 と等長且つ平行, $b_2 \cdot b'_2$ は b_1 に等長なれども共に b_1 に對して傾き (001) 平面に於て 2° なり。P (朝鮮産月長石) に於ては F の寫眞と殆んど一致せり, 反射點

の濃度にも殆んど變化なかりき。故に之等三種の月長石に於て加里長石は凡て單斜晶系結晶として存在す。之に反し曹長石は三斜長石として存在し, 三斜長石の lamellae 間の關係は F 及び P に於ては b_2 軸を共有して Pericline 法則に従ひて双晶をなし, M に於ては三斜晶の b 面を共有して albite 法則に従ひて双晶をなせり。これ等の實驗に於て著者等はアルカリ長石全般に對し一の興味ある Working hypothesis を提唱せり。(Proc. Roy. Soc. A. **174**, 57~72, 1940)

[高根]

6306, 加里長石の結晶構造 Chao, S. H., Hargreaves, A. and Taylor, W. H.

嚮きに著者の一人 Taylor は玻璃長石の結晶構造を明にし曹長石その他につきても研究し更に長石一般の問題に研究を進めたり。本論文はアルカリ長石の重要な加里長石の構造を玻璃長石構造と比較して導けり。振動結晶寫眞及 Weissenberg 寫眞の兩者の類似を手掛りとしてその結晶構造を推定して F の符號を假定し Fourier 解析を用ひて原子の座標値を決定したり。その單位格子は $a = 8.60 \text{ \AA}$, $b = 13.02 \text{ \AA}$, $c = 7.22 \text{ \AA}$, $\beta =$

		加里長石			玻璃長石		
		θ_1	θ_2	θ_3	θ_1	θ_2	θ_3
OA ¹	4	0°	55°	0°	0°	50°	0°
OA ²	4	240	0	109	237	0	85
OB	8	295	55	82	295	55	85
OC	8	15	114	94	0	115	90
OD	8	62	46	150	55	45	150
Si ₁	8	3½	67½	81	0	67	78
Si ₂	8	255½	42	125	253	40	125
K	4	105	0	50	106	0	50

63°57' (假定), 空間群は C_{2h}^{31} にして加里長石分子を 4 個含み, 比重は 2.55 (實測値 2.563) と計算せり。原子座標値を玻璃長石と比較して示せば別表の如し。本構造中に於ける原子間距離及び原子價角等につきても詳細なる考察をなして論議せり。(Min. Mag. 25, 498~512, 1940) [高根]

6307, 三成分系 $ZnS-CdS-MnS$ に於ける固溶體 Kröger, F. A.

之等三成分系の 900°C の平衡圖を示せり。 ZnS は CdS と如何なる成分に於ても固溶體を形成す。之は同時沈澱の場合も高温にて加熱せる場合も同様なり。 $ZnS-MnS$ に於ては常温にては閃亜鉛硫酸型は 89~20% の MnS を含む以外の領域に於て固溶體をなす。 $CdS-MnS$ は閃亜鉛型に於ても纖維亜鉛型に於ても CdS と MnS とが同時沈澱をなせる場合は完全なる固溶體をなす。 ZnS , CdS 及び MnS は KCl を數% 混じて同時沈澱をなさしめ之を 900°C に數時間加熱する時完全に固溶體を形成す。 MnS の 48% 以下の凡ての混合物は均一物結晶をなし, その色は成分によりて白色より赤色と變化す。それ以上の

	a	Δa	c	Δc
ZnS	3.811A		6.234A	
		0.165		0.198
MnS	3.976		6.432	
		0.155		0.259
CdS	4.131		6.691	

MnS を含めるものは $ZnS-CdS-MnS$ の赤色結晶 (纖維亜鉛型) と殆んど純粹なる MnS ($HaCl$ 型) とよりなる。之

等三結晶の格子恒數値とその差異は別表に示せるが如し。之によればこの場合の固溶體の形成は單なる恒數の一致にはよらざるものの如し。(Z. Krist. 102, 132~135, 1940) [高根]

6308, 西部オーストラリアの Tappa Tappa 産新礦物 Simpsonite Bowley, H.

Tappa Tappa の石英・黑雲母pegmatite産の板狀を呈する新礦物にして, 光學性は一軸性正, 屈折率は極めて高く $n=2.06$ なり。劈開は認められず。又 HCl 及び H_2SO_4 に不溶性なり。二個の結晶を分析せる結果は夫々次の如し。

Ta_2O_5 72.31, 71.48; Nb_2O_5 0.33, 0.32; SnO_2 2.00, 1.19; FeO 0.16, 0.44; MnO 0.08, 0.04; CaO 3.40, 3.19; Fe_2O_3 0.14, 0.48; Al_2O_3 16.75, 18.64; K_2O 0.24, 0.42; Na_2O 1.16, 0.68; PbO 0.42, 0.00, F 0.21, 0.38; H_2O_+ 1.35, 1.39; H_2O_- 0.20, 0.03; SiO_2 1.78, 2.34; total 100.53, 101.02%.

石英, 白雲母等の含量を考慮して, 之より本礦物の化學式を $2H_2O, CaO \cdot 5Al_2O_3 \cdot 4Ta_2O_5$ とせり。(Journ. Roy. Soc. Western Aust. 25, 89~92, 1938~39) [大森]

6309, 朝鮮産霞石に関する研究 (I) 永井彰一郎, 成瀬 省, 森本一郎, 山邊武郎

朝鮮産霞石を用ゐて酸液に依るアルミナ及びアルカリの溶出度を研究せり。霞石試料の粉末を 1~2N の鹽酸, 硝酸液にて溶出する場合には 80~85% のアルミナ及びアルカリの溶出を見たり。更

に 30% の硝酸液の場合には 95% を溶出せり。濃硫酸の場合には、溶解せる硫酸アルミニウム及び硫酸アルカリの間に明礬等の結晶を生じ團結するを以て、水にて溶出するを要す。この場合には 95% 以上の優良なる溶出率を挙げ得れども、水量を多くする場合には珪酸の溶出量をも増加するを以て、この使用水量に支障さる。(工化, 43, 362~366, 昭 15)[大森]

6310, 粘土の結晶構造に關聯せるその膠質性行動 Ford, T. F., Foomis, A. Gourp Fidiem, J. F.

低濃度の場合に濃化されたる粘土質懸垂物質の見掛上の粘性を減少せしむる所の化學藥品は (Sodium tannate その他各種の燐酸化合物) は粘土粒の結晶面の特殊の部分に收着されて粘土粒の聚合體を破壊するものの如し。多くの鹽類のゲル化作用及び凝固作用は粒子間に働くイオン域に於けるその濃度變化によるものとせり。粘土の結晶構造に立脚して、膠質狀粘土粒の化學式を記し、粘土懸垂物による各種の現象を説明せり。(J. Phys. Chem. 44, 1~11, 1940)[高根]

岩石學及火山學

6311, シンガポールの花崗岩類の成因に就いて van Bemmelen, R. W.

シンガポール島 Bukit Jimah 及び Mandai 石切場に於ける花崗岩は三疊紀の頁岩、砂岩中に進入し、直徑略 12 哩の底盤の一部をなす。Bukit Jimah の花崗岩は黒雲母に富み、諸所に石英、正長

石、斜長石、黒雲母等の斑晶を有する斑狀構造を呈す。Mandai 花崗岩は上記のものより不均質にして、外來包裹物の小黒點を散在す。本岩類を化學分析し、顯微鏡にて檢し次の結論に達せり。本花崗岩は初生の岩漿より直接に結晶分化作用により生ぜるものにあらず、既存の固體岩石中に瓦斯及び液體が浸入し、交代作用の結果 混生岩漿 (migma) を生じ、それより分化して品出せるものにして所謂“花崗岩化作用”の所産なり。(Ing. Nederland. Indie. 7, Sect. IV, 23~35, 1940)[八木]

6312, 南亞, Swaziland の南部, Kumbuta 四近の岩石 Hamilton, G. N. G.

當地域を構成する岩石は古期時代のもより順次に、(a) 基性片岩及び白粒岩、(b) Pre-Pongola 花崗岩と稱する片麻岩質花崗閃綠岩、(c) 上部 Pongola 系と稱する珪岩、粘板岩及び頁岩の互層、(d) 前層中に進入せる Post-Pongola 赤色花崗岩、(e) 引續き貫入せる文象斑岩、(f) Dwyka 系と稱せらるムチライト及び砂岩、(g) Karro 粗粒玄武岩より成る多數の岩床及び岩脈より成り、その各々に就き詳細に記述せり。(Trans. Geol. Soc. S. Africa, 41, 41~81, 1938)[竹内]

6313, 中部 Schwarzwald の Plagioclase-Metablastesis Mehnert, K. R.

中部 Schwarzwald に發達する片麻岩成因的に見て正片麻岩 (“Schapbachgneis”), 准片麻岩 (“Renchgneis”) 及びその中間生成成分なる plagioclase-metablastesis (“Kinzigitgneis”) に分たる。

本岩類の生成に際し黒雲母が特に多量に生じ、blasto-kataclastic 構造を呈せり。局部的 Metatblastesis により“Renschgneis”のみならず“Schapbachgneis”も亦“Kinzigetgneis”に變ずる傾向を示す。その際における成分の變化は判然とせず、片麻岩の“花崗岩化作用”はこの Metatblastesis と同一のものにして最初は局部的に生じ、後選擇熔融を行ひ最後に片麻岩化せられたる帶にそつて花崗岩漿の進入が行はるゝものと信ぜられる。(Zbl. Min. A, 1940, 47~65, 1940) [八木]

6314, 樽前火山熔岩中の捕獲岩に就いて 石川俊夫

樽前火山を構成する數種の熔岩中には捕獲物多く、本報文にて取扱へる 49 個の捕獲岩中 19 個は圓頂丘熔岩に、14 個は拋出熔岩塊中に存在せり。母岩は凡て複輝石安山岩にして、捕獲岩は同源性のものと外來性のものあれどその區別の判然とせざるものもあり。水成岩より誘導せられたる捕獲岩にて珪酸にとめる粘土質のものには單に玻璃質になれるもの、再結晶をなすもの、多量の黃青石を生ぜるもの等あり。石灰質の水成岩よりは、珪灰石を含むホルンフェルスとなれるものあり、一般に粘土質のものより同化され易きが如し。同源捕獲岩と思はるゝものは礦物成分に於て母岩と略同一で、唯その構造に於て異なるのみ。捕獲岩の構造、成分等に種々の變化の見らるゝは恐らくそれ等の生成に際し、岩漿の溫度、壓力等に變化ありし爲ならん。附記として惠庭火

山及び支笏火山中の熔岩中の捕獲岩につき記せり。(火山 4, 109~140, 昭 15) [八木]

6315, ジャヴァ Koeda 岩頸の紫蘇輝石-石英安山岩中の石灰岩塊 van Bemmelen, R. W.

西北ジャヴァ Cheribon 市附近の Kromong 火山は上部鮮新層を貫く火山岩頸群よりなる。Koeda 岩頸はその一にして、鮮新世石灰岩及び泥板岩を貫く角閃紫蘇輝石=安山岩及び紫蘇輝石-石英安山岩よりなる。その頂上には大なる石灰岩塊あり、熱變質の爲細粒大理石に變じ、厚さ 1~2cm の反應縁には柱石、石英、滑石、石英、方沸石、黃鐵礦等の接觸礦物を生じ又石英安山岩中に小なる透輝石を生ぜり。Kromong 火山に於ける岩漿分化は次の如き順序に行はれたるならん。先づ石灰岩を少量同化し、角閃石を多量に生じ、その結果、殘液は酸性の石英安山岩となれり。次に更に石灰岩を多量に同化し、脱珪酸作用が行はれ、從つて殘液は基性となり、玄武岩乃至安山岩を生ぜり。後期の噴火の爆發性なりしは恐らく再生せる CO₂ 含有の爲なるべし。(Ing. Nederland. Indie, 7, Sect. IV, 37~41, 1940) [八木]

6316, 膨脹並びに交代岩脈の生成 Goodspeed C. E.

北米大平洋沿岸地方各地に於て玄武岩輝綠岩を始めとし、半花崗岩及びペグマタイトに到る類多の岩脈を詳細に檢したる結果、岩脈の生成に二つの對照的な機構あり、一は岩漿進入に伴へる膨脹

と他は交代にして筆者は此等を夫々 dilation dyke 並びに replacement dyke と稱へ夫々の場合につき其の機構と、野外及び岩石の特徴とを擧げて比較考察せり。(J. Geol., 48, 175~195, 1940) [加藤]

6317, 古き火山に見らるゝ岩石の構造 Hunt, B. C

火山活動に伴ふ構造中最も顯著なるはカルデラ陥没にして、その好例はスコットランド第三紀火山に見らる。これらに於ては環狀の裂罅が発達し、その中に岩漿が侵入して所謂環狀岩脈及び圓錐岩床を形成す。米國に於てはカルデラには環狀裂罅を缺き放射狀岩脈群の発達著し。その著例はコロラド San Juan 山に見らる。既に陥没又は皺曲せる地域に噴出せる火山として Jaylor 山, Marysville Buttes が擧げらる。上述の如き大活動をなさざる火山においては既存の地層をつらぬきて岩頸の発達せるを見る。之等は角礫岩、熔岩等によりて形成さるゝものなり。(Trans. Am. Geophy. Union, 19, 32~34, 1938) [八木]

6318, 浅間火山最近の爆發により噴出せる火山彈の分布と爆發のエネルギーに就いて 水上 武

昭和 10 年 4 月~14 年 8 月間に浅間火山は 300 回餘の爆發を行へるがその中最も著しき昭和 10 年 4 月 20 日及び昭和 12 年 4 月 16 日の爆發により噴出せる火山彈の分布を求め、その爆發のエネルギーを計算せり。昭和 10 年 4 月 20 日の火山彈 (30 粒以上) の分布圖を見るに火

口の東方に著しく、西方には 0.7 km なるも東方には 3.5 km の遠方に達せり、之は火口の噴出部分が火口底の西に偏して居り一爲なり。之に反し昭和 2 年 4 月 16 日の噴火に際しては噴出部分が火口底の略中央に位せし爲、火口を中心とするほぼ圓形の分布狀態を示せり。この 2 つの爆發に於て松澤博士の式により火山彈の落下水平距離を計算にて求め、閉塞線を以て描けば上記の火山彈の分布圖と極めてよく一致す。僅に認めらるゝ不整合は恐らく當時の風の影響によるなる可し。次に爆發の壓力に依り機械的エネルギーを求むるに 2×10^{19} エルグに達せり。最近數十年間の本火山の最大の爆發のエネルギーも恐らく 10^{20} エルグ程度のものと考ふるを得べし。(火山, 4, 33~47, 昭 15) [八木]

6319, 火山活動地域より噴出する水蒸氣量の測定 Wilson, S. H.

1935 年著者はニュージーランド Tongaris 國立公園内の Ketatahi 温泉と稱する噴氣孔地域に於て噴出する水蒸氣量を測定せり。空氣の濕度を 60~96% とし、水蒸氣の煙の大きさを測り、直径 50 m~100 m のものにつき研究せり。その結果水蒸氣量は毎秒 30 lb~120 lb, 最も正しき値として毎秒 50 lb, 即ち毎時 180,000 lb なることを知れり。1938 年には Plenty 灣及び White Island に於て同様なる測定を行ひしにその水蒸氣量は略毎秒 1000 lb なるを知れり。即ちこの量は Ketatahi のその 20 倍に達す。この比は他の方面より見たる活動の

強度の比とほぼ一致するを知れり。
(Nature, 143, 802~803, 1939)[八木]

6320, 淺間及三原火山熔岩の物理性質 永田 武

上記兩火山の代表的岩石につき地球磁場の強さに於ける比帯磁率、及び $-20 \sim +20$ gauss の磁場の強さの範圍での磁氣履歴現象につき測定せり。其の結論を略記せば (1) 比帯磁率は大凡その磁鐵礦含有量に比例するも、化學成分より算出せるノルムより期待さるる値より一般に小さく、磁鐵礦粒の見かけの帶磁率 K_a と岩石中の $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} : \text{TiO}_2$ の間に一定の關係あるものの如く、(2) 粒子の小さい程 K_a が小なる傾向あり、(3) 殘留磁氣と初期帶磁率との比 (J_r/K) と帶磁率の變化度は兩火山岩石に於て夫々異つた直線的關係を有し夫々異つた特性を示す如し。(4) 殘留磁氣の強さは磁鐵礦粒の不純度その他粒子の形が影響するものと考へられ、 J_r/K と $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} : \text{TiO}_2$ の比との間にも一定の關係あり、微小磁鐵礦粒が數個乃至 10 數個連結して居る時は個々分散する時よりも J_r/K の値大なる事實あり。兩火山周邊の磁氣異常の分布より期待される兩中央火山口部岩石の見かけの帶磁率と實驗値と對比するに後者が前者より著しく小さく約 $1/3$ で、此の事實は岩石中の自然殘留磁氣の強さが相當に大きい事を示すものなり。(震研彙報, 18, 102~135, 昭 15)[加藤]

6321, 1938 年 4 月~12 月間の火山活動概觀 Hantke, G.

世界各國よりの學術雜誌の報告に基き

1938 年 4 月乃至 12 月迄の火山活動について概觀を與へたり。同期間中最も著しき活動は中央アフリカ Nyamagira の熔岩流出にてその量は 6 月既に 1 億立方米に達し、12 月尙繼續しつつあり。本邦の火山活動としては淺間山、草津白根山、赤城山、三原山及び阿蘇山の活動を挙げたり。(Z. D. Geol. Ges. 91, 757~765, 1939)[八木]

6322, 漣痕と偽漣痕とを區別する岩石組織上の區別 Ingerson, E

漣痕ある砂岩二種、珪岩一種及び偽漣痕ある四種の岩石の石英粒及び雲母片について、經緯鏡裏を以て岩石組織分析を行ひ、漣痕と偽漣痕に於ては明なる區別を存することを知れり。又各の偽漣痕の成因を簡単に論じたり。(Bull. Geol. Soc. Am. 51, 557~570, 1940)[渡邊新]

6323, アラスカ岩とその殘留高陵土 本欄 6332 參照

6324, Tirschenreuth 地方花崗岩の陶土化作用に就て 本欄 6334 參照

金屬 礦床 學

6325, カナダ楯狀地に於ける金礦床と火成岩との關係 Moore E. S.

カナダ楯盤地域に於て一般に 9 個の System に大別される先寒武利亜系岩石につき概説せり。而して其の中花崗岩質底盤の進入と金礦床とを伴へるは Keweenaw, Algoman 及び Laurentian なるを示し、且つ該地域金礦床生成の時期と岩漿活動の經過とにつき説述し、更に煌斑岩並びに其他の鹽基性岩石

と、其の金屬礦床形成に於ける意義につき諸學說を引用して以て検討考察せり。
(Eco. Geol., 35, 127~139, 1940) [加藤]

6326, 間島省和龍縣開山屯附近のクローム礦床 淺野五郎

本クローム礦床賦存地は間島省和龍縣光開社泰運甲板田洞草坪にあり。礦床附近の地質は二疊-石炭紀に屬する粘板岩、絹雲母千枚岩、礫岩等にしてこれら貫きて蛇紋岩、斑瑯岩、石英斑岩等の諸火成岩侵入す。クローム礦床は此蛇紋岩中、胚胎する岩漿分化礦床にしてクローム鐵礦を礦石とするものなり。本礦床は滿洲最初の發見に係はるクローム礦床にしてその發見も極めて新しきものなりと。
(滿洲地調報告, 97, 35~46, 1939) [竹内]

6327, 滿洲國東邊道大栗子溝及び八道江鐵礦床礦石に就て 須藤俊男

大栗子溝鐵礦床は石灰岩中に不規則なる塊狀を呈し放射狀集合をなす針鐵礦及び放射狀或は塊狀をなす赤鐵礦より成る。富礦體礦石は石灰岩綠泥片岩の五層中にほぼ走向に平行に發達し綠泥石族の thuringite を作り、最後期に苦灰石脈の貫入あり。本礦床は褐鐵礦層菱鐵礦層其他の含鐵片岩中の鐵分が熱水期礦液の作用により溶脱運搬せられて富化し、更に鉛亜鉛銅礦物が礦染せられたるものなり。

八道江鐵礦床は石英-赤鐵礦砂岩にして、石英、赤鐵礦、正長石、斜長石より成り絹雲母を作り石英脈及び斑岩脈により貫

かれ不規則なる富礦體を形成す。礦床は赤鐵礦の初成礦層にして脈岩の熱變質を受け更に熱水期礦液により部分的に富化せるものと考へらる。(地質, 47, 135~142, 1940) [竹内]

6328, 滿洲青城子礦山附近の地質及礦床 村山一貴

安東省通遠驛の西南西 45 軒に在り、附近は主として石灰岩、兩雲母片岩及び千枚岩質粘板岩と、之を貫ぬく兩雲母花崗岩、斑狀花崗岩等より成り、礦床は石灰岩及び兩雲母片岩中の裂罅及び層理を充たせる礦脈にて、含銀方鉛礦を主とし、脈石は方解石及び石英を主とす。(旅順工大紀要, 13, No. 1, 1~10, 昭 15) [渡邊萬]

石油礦床學

6329, 北米灣岸油田(地層) Howe, H. V.

最近數年間に行はれたる多數の 10,000 呎試井の結果より見れば、メキシコ灣岸は北米に於ける最も活動的な一大地向斜帶の翼陸に相當するものなること明らかとなりたり。即ちその北陸たるミッシシッピ河流域は世界第二位の削平陸野に相當し、その屑碎物は河に海岸の比較的限られたる區域に集中堆積し、實に第三紀始新期以來その厚さ 30,000 呎以上に達したるが如し。海岸線は第三紀當初以來徐々に灣内に進み、河口は時々その位置を左右に移動し來れるものなり、最も石油に富む地層は三角洲の外縁に堆積せる地層にして、灣岸地層は一般に最下部に岩鹽層を有するを以て、それを被覆し

て堆積せる三角洲層の堆積軌跡の變化に
伴ひ、岩鹽埋丘その他の石油構造を生成
する原動力を供給せるものなり。(XVII
Intern. Geol. Congr. Abst. 26, 1937)
〔高橋〕

6330, カムチャッカ油田 Dwaly, M.
Th.

カムチャッカ半島の廣き區域 (293,000
平方呎) を粗き網目狀に調査してルー
ト・マツプを作成したり。該半島の地質
調査の狀況は未だ“層位”期を脱せず、即
ち各所に於ける地層群は未だ充分に同定
せられざるものなり。地表石油兆候の初
めて發見されしは 1921 年にして、1930
～1935 年の基礎的地質調査の際、その西
海岸地帯に多數の石油地帯が認めらるゝ
に至り、現在に於てはその二三は試掘準
備の計畫あり。半島東岸の油兆地はボ
ガチェフカ河口のみにして油質は輕く
(0.836)、白堊紀と思はるゝ (Tuxedni
砂岩) に産し、大體に於てアラスカ油田の
場合に類似す。西海岸には厚き漸・中新
層及び上部白堊層を“母層”と認め得可
く、比較的緩かなる良構造も相當數に上
り、ウェヤムボル短脊斜の如きは長軸の
長さ 25 呎に達す。含油層たるチグイリ
ヤン層はこの背斜軸に於ては地下 800～
1,000 m の深度に相當す。その他トチリ
ヤ背斜は地表よりチグイリヤン層により
て構成せらる。今日迄の結果を綜合すれ
ば深度の大なる試掘井による探査が望ま
るゝものなり。(XVII Intern. Geol.
Congr., Abst. 25～26, 1937)〔高橋〕

6331, 北樺太油田 Tanassevitch M.G.

北樺太油田はソ國及び日本の國家經濟
上重要な役目を果すに至れり。1936
年に於けるオホ油田の石油産額は 47 萬
噸の巨量に上り、そのうちソ國政府の州
トラスト經營のサハリンネフトの産量は
30 萬噸を占む。以上のほかサハリンネ
フトは 1937 年來エハビ油田西部の開發
に着手し、また日本側はカタングリ油田
に成功を收めたり。1936 年プロマイ油
田に於ては収支の償ふ産額(瓦斯及石油)
あり、またカザラチに於ては淺層位に石
油の存在が確認され、東海岸の最も深き
構造にも石油の埋藏が豫想さるゝに至れ
り。斯の如く本島の石油は將來甚だ有望
なるものと云はざる可らず。

現在北樺太にはサフ・リンネフトと日
本の北樺太石油會社とあり、前者は主要
なる位置を占め指導的な役目を營む。
ソ國地質技師は電気探礦、電気コア法
等を利用して間斷なく組織的な地質調
査に従事し、北樺太地質の知識に貢獻す
る所大なり。現在知らるゝ所によれば北
樺太の石油は厚さ 12,000 m に達する第
三紀層に限らる。目下開發の行はるゝオ
コビカイ層は厚さ 1,100～1,300 m に上
り、最も興味あるものなり。その地質時
代は上部中新より中部鮮新の下部に達
すこの層はオホ油田の下部に現はれ、主
に海底、潟湖底乃至淺海底堆積より成り
石油母層を形成す。

構造は大體島の方角と一致する多數の
脊斜軸より成り、褶曲は第三紀と第四紀
の過渡期に行はれたるものなり。樺太島
は第三紀を通じて察る顯著なる大陸運動

區域に屬するものゝ如く、無數の斷層及び裂辟あり、その多くは石油礦床の生成に先立つものなり。斯く石油の集中移動に對しこれ等の斷裂線は重要なる役目を演じたるものなり。(XVII Intern. Geol. Congr., Abst. 24~25, 1937)[高橋]

窯業原料礦物

6332, アラスカ岩と其殘留高陵土 Hunter C. E.

北部カロリナの高陵土殘留礦床の大部分は嘗て考へられた如く小規模なるベグマタイト岩脈よりは寧ろ、其起源のアラスカ花崗岩體に因るものなるを述べ、而して Spruce Pine 地方に於ける此種礦床の豊富なる存在を詳細なる地質圖を以て示せり。該高陵土の産出は夙に知られ且つ窯業上に利用さるゝ所なるも此等に關する研究少く、筆者は附近の地質及び特にアラスカ岩、ベグマタイト、並びに高陵土化作用等につき記述せり。(Bull. Am. Cer. Soc., 19, 98~103, 1940)[加藤]

6333, Tirschenreuth 地方花崗石の陶土化作用について Hellmers J, H., Pfeffer P.

Tirschenreuth 附近花崗岩につき種々の深さに於ける試料を得て其の總化學分析、粒度分析、2mm 及び以下の試料に依る粘土の分析並びに酸による抽出をなし、他方顯微鏡的觀察を行ひて以て、該地方花崗岩の陶土化作用が熱水液の分解に因るものなるか或は第三紀の地表風化に

よるものなるかにつき考究せり。(Zeit. f. Prakt. Geol., 47, 192~196, 1939)

[加藤]

6334, 朝鮮産霞石に關する研究 本欄 6309 参照

6335, 粘土の結晶構造に關聯せるその膠質性行動 本欄 6310 参照

石 炭

6336, 滿洲の含炭層に就て (1) 野田光雄

滿洲國內石炭埋藏量は現に數百億噸と見積られ、その8割は侏羅紀、約1割つゝは二疊石炭紀及び第三紀に屬す。次にそれらを概觀すれば次の如し。

太子河系(二疊石炭紀炭層)強粘結性の高度瀝青炭乃至半無煙炭(製鐵用)にして次の各地に分布す。

熱河 五道嶺、松樹臺、老爺廟、北馬圈子

錦州 虹螺岬、揚家杖子附近、南票

奉天 復州、煙臺、本溪湖、牛心臺、小市

通化 鐵廠子、五道江、八道江、煙筒溝

これらの炭層は多くは礫土頁岩を伴なひ、海侵と海退との交互せる淺海堆積物なり。(礦工滿洲, 1, (4) 8~12, 昭15)[渡邊萬]

6337, 滿洲の含炭層に就て (2) 野田光雄

侏羅紀炭層(外山統)主として次の各地に分布す。

興安北 札賚諾爾(褐炭) 遼大

三江 鶴崗、双鴨子山(共に強粘結性の中度瀝青炭)

東 安 密山, 滴道, 穆稜

牡丹江 東寧

間 島 老頭兒溝, 和龍

通 化 臨江, 杉松崗

吉 林 蛟河, 缸窖, 火石嶺, 陶化屯

奉 天 西安, 西豐, 田師付溝, 寒馬集

錦 州 八道壕, 阜新, 北票

これらは個々の湖底の堆積物にして、屢々火山噴出物を伴なひ、その上に伴ふ白堊炭層は往々ベントナイトを有す。

白堊炭層 熱河省赤峰附近に多量に存するも褐炭にして粗惡。

第三炭炭層 撫順の外三姓, 琿春の炭田あり、撫順、三姓共に油母頁岩を伴なふ。(鑛工滿洲, 1, (5), 2~7, 昭15)[渡邊萬]

6338, 炭化の過程中に起る微晶の成長
Blayden, H. E., Riley, H. L. and Taylor, A.

石炭中の微晶の成長速度とその炭化溫度との研究に於て嚮に溫度域を 400~1300°C に變化せしめたるものを米國及びブエイルスの anthracites, リグニン及びアイルランドの泥炭をも研究してその微晶成長の溫度域を 2200°C 迄延長せり。凡ての anthracites 及び泥炭は微晶の成長速度曲線に特異點を有す。anthracite 微晶は炭化の溫度が 400° より 900° 迄増加される時 c の大きさを減少

す。peat coke 微晶は 700° と 1000° の間に於て c 方向の急速なる成長を伴ふ、之は恐らく觸媒作用に起因するものも如し。之等實驗結果の實際上の意義につきても詳細に論議せり。(J. Am. Ccem. Soc. 62, 180~186, 1940)[高根]

参 考 科 學

6339, 斷層の生成に關するプラスチック論的條件(2) 妹澤克惟, 金井 清

地球の重力作用に正逆斷層の出来る場合につき既報せるも更に堆一の既成平面斷層が存在する場合にプラスチック應力が如何に分布するかを計算せり。その結果新に生ずべき、斷層は既成斷層の傾き其斷層面の摩擦力の有無、地表に生ずる應力及び歪みとの關係により正逆何れの斷層にもなり得るを示せり。地帯内部に關しては斷層面と摩擦なき時に生ずべき新斷層は逆斷層なるべく正斷層の生成に地殻の局部的條件にのみ關係するも逆斷層のそれは更に地球全體の條件にも關係するものなり。而して計算の結果より内地に見出される斷層は正逆何れでもあり得るが日本海溝に接續すると考へられる深い大斷層面、アジア大陸内の大皺曲は恐く殆んど逆斷層及びそれに相應すべき地殻變形のみならんと述べたり。(震研彙報. 18, 11~26, 昭15)[加藤]

本 會 役 員

幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一	坪井誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	渡邊 新六	會計主任	高根 勝利
圖書主任	八木 次男		

本 會 顧 問 (五十順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎
佐川榮次郎	杉本五十鈴	竹内 維彦	立岩 巖	田中館秀三
中尾謹次郎	中村新太郎	野田勢次郎	原田 準平	福田 連
藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭	本間不二男	松本 唯一
松山 基範	松原 厚	井上禧之助	山口 孝三	山田 光雄
山根 新次				

本誌抄録欄擔任者 (五十順)

大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木廉三九	瀬戸 國勝
高橋 純一	竹内 常彦	高根 勝利	中野 長俊	根橋雄太郎
待場 勇	八木 次男	八木 健三	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十五年六月二十五日印刷

昭和十五年 七 月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市國分町七十七番地

笹 氣 幸 助

印 刷 所

仙臺市國分町八十八番地

笹 氣 印 刷 所

電 話 2636・113 番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部内

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 内 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參圓五拾錢 (前納)

一ヶ年分 七 圓

賣 捌 所

仙 臺 市 國 分 町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 155 番)

東京市神田區錦丁三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270 番)

本誌定價 郵稅共 1 部 70 錢

半ヶ年分 豫約 4 圓

一ヶ年分 豫約 8 圓

本誌廣告料 普通頁 1 頁 20 圓

半年以上連載は 4 割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Change in the optic axial angle and its orientation of stellerite
with reference to dehydration by heating I. Matiba, R. S.
- Studies of minerals and rocks occurring in the Yagoshi mine and
its environs. (II) Chemical properties of hornblende
..... S. Kôzu, R. H. and Y. Kawano, R. H.
- Petrological studies of metamorphic rocks in the vicinity of Fukuoka
city. (I) S. Jizaimaru, R. H.

Notes and news.

Abstracts :

- Mineralogy and crystallography.* Lamellar structure of potassi-soda
felspars etc.
- Petrology and volcanology.* Origin of some granite from Singapore
etc.
- Ore deposits.* Relation between igneous rocks and gold veins in
Canadian shield etc.
- Petroleum deposits.* Gulf coast oil-field in N. America etc.
- Ceramic minerals.* Alaskite and its residual kaoline etc.
- Coal.* Coal-bearing formations in Manchuria etc.
- Related sciences.* Plastic theory of faults.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.